

В. Д. СЛЮСАРЕВ  
В. С. КУЛИКОВ

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ  
ЭВОЛЮЦИЯ  
БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО  
МАГМАТИЗМА  
ПРОТЕРОЗОЯ**

В. Д. СЛЮСАРЕВ, В. С. КУЛИКОВ

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО  
МАГМАТИЗМА ПРОТЕРОЗОЯ**

*(ЮГО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД · 1973

1973 г.

**Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (Юго-Восток Балтийского щита. Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 1—104.**

В работе обобщены материалы многолетних исследований авторов и результаты геолого-геофизических работ производственных организаций по синклинорию Ветреный пояс и прилегающим территориям, характеризующимся обильным проявлением основного и ультраосновного магматизма. Приводятся новые данные по геологии, петрологии, петрохимии и металлогенической специфике интрузивных и эффузивных образований, объединенных в два ряда магматических комплексов, соответствующих собственно геосинклинальному (нижний протерозой) и эпигеосинклинальному (средний протерозой) тектоно-магматическим циклам карелид. В геосинклинальный цикл происходило формирование лопских (андезито-диабазовый, габбро-амфиболитовый, гипербазитовый) и сумского (диабазовый) комплексов, а в эпигеосинклинальный — ятулийского (диабазовый) и суйсарского (верлит-габбро-оливин-толеитовый) комплексов. Особое внимание уделяется рассмотрению уникального суйсарского комплекса, эффузивные образования которого по своим петрографическим и химическим особенностям не имеют аналога на территории СССР.

Установлены главные особенности геохимической эволюции базит-ультрабазитового магматизма протерозой, заключающиеся в четко выраженной антидромной направленности развития вулканизма и гомодромной плутонизма. В этом аспекте рассматриваются и некоторые вопросы металлогенических исследований на медно-никелевые руды в Карелии. Библ. — 176 назв., илл. — 53, табл. — 10.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
К. О. КРАТЦ

Владимир Дмитриевич Слюсарев  
Вячеслав Степанович Куликов

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ПРОТЕРОЗОЯ  
(ЮГО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)**

Утверждено к печати  
Институтом геологии Карельского филиала  
Академии наук СССР

Редактор издательства Н. П. Скорынина  
Художник Я. В. Таубеурцель  
Технический редактор М. Э. Карлайтис

Сдано в производство и подписано к печати 5/1 1973 г. Формат бумаги 70×108<sup>1/8</sup>.  
Печ. л. 6<sup>1/2</sup> = 9.10 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 9.50. Бумага № 1. Изд. № 5075.  
Тип. зак. № 62. М-07013. Тираж 650. Цена 95 коп.

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
199164, Ленинград, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

С.  $\frac{0292-1007}{042 (02)-73}$  634-73



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из важнейших проблем современной геологии является познание вещества мантии Земли и происходящих в ней процессов генерации магм с последующей их дифференциацией в верхних частях земной коры. При решении этих задач, особенно актуальных в докембрии, наиболее полная информация может быть получена при изучении основного-ультраосновного магматизма как индикатора глубинных процессов на самых ранних этапах развития земной коры, а его геохимическая эволюция во времени в какой-то мере отражает специфику глубинных процессов.

По этим причинам, а также в связи с широким развитием металлогенических исследований на никель и хром в пределах Карелии авторы считают полезным опубликовать основные результаты своих многолетних (1963–1970 гг.) исследований по изучению базит-ультрабазитового магматизма протерозоя синклинория Ветреный пояс и прилегающих районов.

Своеобразие этого региона, расположенного на юго-восточной окраине Балтийского щита, по сравнению с другими зонами карелид, заключается в необычайно обильном проявлении основного-ультраосновного магматизма. Особенно это присуще среднему протерозою, характеризующемуся наличием весьма специфических вулканических и plutонических образований. В пределах Балтийского щита сходные среднепротерозойские породы впервые были описаны Ф.Ю.Левинсон-Лессингом (1888) в его известной работе „Олонецкая диабазовая формация“. Однако ни в этой работе, ни в ряде других публикаций магматизм Ветреного пояса, в силу труднодоступности и слабой обнаженности территории, не нашел должного отражения. Детальное изучение магматизма структурной зоны началось лишь в начале 60-х годов сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР под общим руководством А.И.Богачева в рамках тематического исследования основного и ультраосновного магматизма карелид Карелии.

В основу настоящей монографии положены личные исследования авторов. Кроме того, учтены фактические материалы ряда геологов Северо-Западного территориального Геологического управления (Н.В.Альбовой, В.С.Трофимова, А.В.Пекурова, А.И.Кайряк, В.В.Морозова, З.К.Махнач и др.), полученные в процессе среднемасштабного геологического картирования и поискового бурения на отдельных участках, и результаты геофизических работ Западного Геофизического треста (ЗГТ) (Г.А.Поротова, Е.Г.Саврасов, Ю.М.Антонов и др.). Интерпретация указанного фактического материала проведена в соответствии с нашими представлениями о геологии рассматриваемого

района. Некоторые данные, касающиеся химизма изверженных пород Карелии, заимствованы из работ сотрудников Института геологии Карельского филиала АН СССР.

Степень изученности различных магматических образований неравнозначна, что вызвано причинами объективного характера (слабая и неравномерная обнаженность). Основное внимание в монографии уделяется ультрабазитам гипербазитового формационного типа и сложному суйсарскому верлит-габбро-оливин-толеитовому комплексу.

Настоящая работа является коллективным трудом: В.С.Куликовым написаны разделы, касающиеся вулканических образований, В.Д.Слюсаревым освещены вопросы плутонического магматизма, главы I и IV написаны совместно.

В процессе исследований на протяжении многих лет авторы пользовались консультациями и советами члена-корреспондента АН СССР К.О.Кратца и выражают ему глубокую благодарность, а также искренне признательны кандидату геолого-минералогических наук А.И.Богачеву за постоянную помощь, дружескую критику и советы как в период подготовки работы к печати, так и на предшествующих этапах. Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность профессору Д.С.Штейнбергу за ценные советы и критические замечания при работе над рукописью.



# Глава 1

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТониКИ ПРОТЕРОЗОЯ СИНКЛИНОРИЯ ВЕТРЕНЬИ ПОЯС

### Стратиграфия

Стратиграфическая схема синклинория, отражающая все новейшие данные по региону, приведена в табл.1. Основой ее служит стратиграфическая шкала для Балтийского щита, принятая на межведомственном совещании по стратиграфии Балтийского щита в 1967 г., а название серий сохраняется таким, какое им было дано А.И.Кайряком и В.А.Перевозчиковой в 1963 г., и вошло в литературу. Объем же некоторых из них изменен в соответствии с новым фактическим материалом.

Таблица 1

Стратиграфическая схема докембрийских пород Ветреного пояса

Группа	Подгруппа	Отдел	Серия	Толща	Породы
Протерозойская	Верхняя				Красноцветные песчаники и конгломераты
	Средняя	Суйсарий	Ветреного пояса	Верхняя	Оливиновые, пироксеновые, пикритовые, толеитовые базальты, эруптивные брекчии, гиалокластиты и их измененные разновидности
		Ятулий	Снеж-ская	Нижняя	Аргиллиты, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, туфосланцы и метаморфические сланцы по этим породам
		Сарио-лий	Сарио-лийская		Диабазы, туффиты, мраморизованные известняки, аркозы, слюдястые сланцы, кварциты, кварцево-серицитовые сланцы
					Полимиктовые валунные конгломераты
	Нижняя	Сумий	Тунгуд-ская		Измененные диабазы, мандельштейны, туффиты, вулканические брекчии, зеленые сланцы
		Лолий	Парандовская		Метаморфические сланцы по вулканогенно-осадочным породам
Архейская		Беломор-ская			Различные гнейсы, амфиболиты

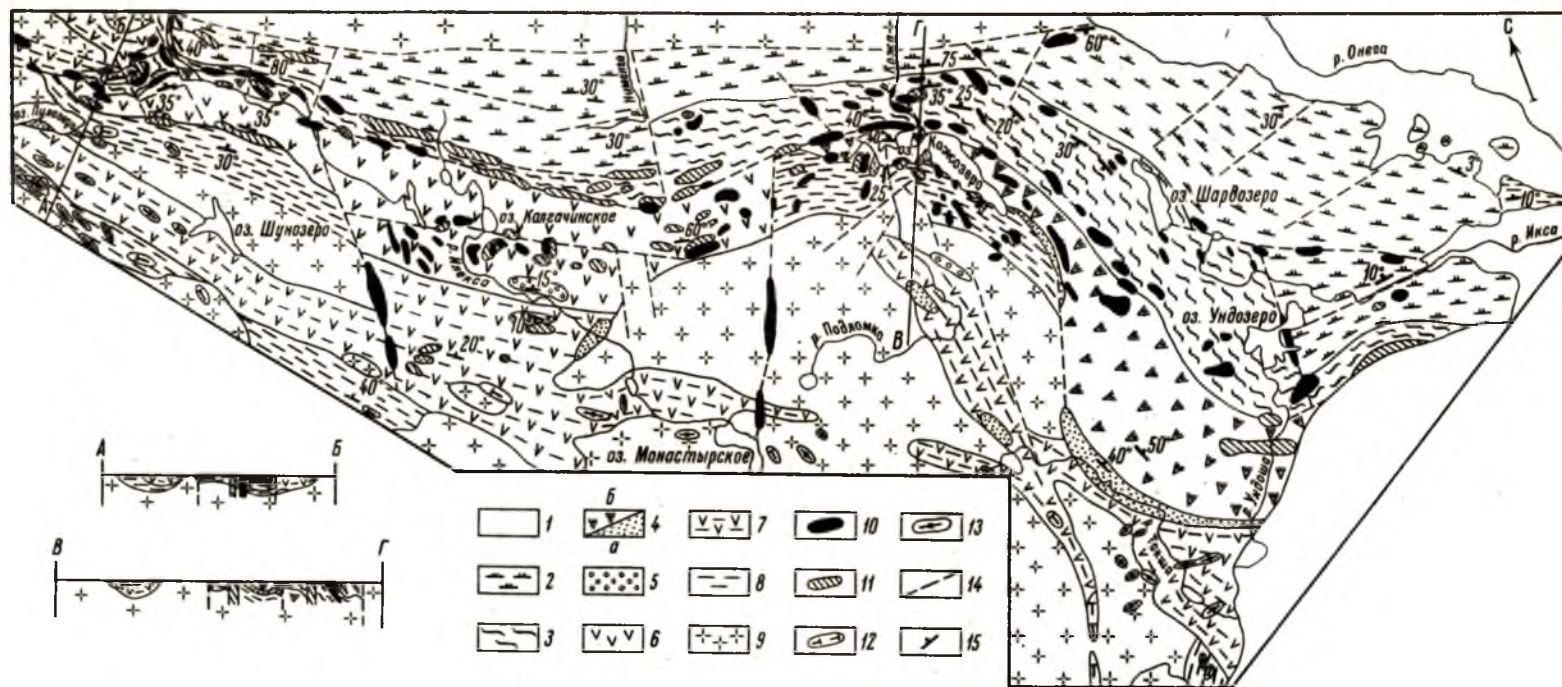


Рис.1. Схема геологического строения синклиория Ветреный пояс. Составлена В.С.Куликовым и В.Д.Слюсаревым с использованием материалов СЗТГУ, ЗГТ и КФ АН СССР, 1970.

Палеозой: 1 – эпиконтинентальные отложения; средний протерозой: 2 – оливиновые, пироксеновые, толеитовые и пикритовые базальты верхней толщи серии Ветреного пояса, 3 – аргиллиты, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, туфосланцы нижней толщи серии Ветреного пояса, 4 – онежская серия (а – кварциты, аркозы, кварцсерпентитовые сланцы, б – диабазы, туффиты, известняки), 5 – полимиктовые конгломераты сариопийской серии; нижний протерозой: 6 – диабазы, туффиты, зеленые сланцы тунгудской серии, 7 – зеленые сланцы по вулканитам тунгудской и парандовской серий (нерасчлененные), 8 – метаморфические сланцы по вулканогенно-осадочным породам парандовской серии; архей: 9 – различные гнейсы, амфиболиты, граниты (частично более молодые); интрузивные образования: 10 – верлиты и лерцолиты ( $Pt_2$ ), 11 – габброиды ( $Pt_2$ ), 12 – антигритовые серпентиниты ( $Pt_1$ ), 13 – габбро-амфиболиты ( $Pt_1$ ); 14 – разломы; 15 – залегание пластов.

Фундамент карелид синклиория представлен различными гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами беломорской серии, выходящими на дневную поверхность за пределами структуры, а также гранитами и гранито-гнейсами, развитыми в ядрах антиклинальных поднятий внутри синклиория и вдоль его юго-западной границы.

Протерозойские образования в площадном отношении составляют не менее 80% рассматриваемой территории (рис.1). Среди них выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего протерозоя.

### Нижний протерозой

Лопий. Метаморфические сланцы парандовской серии, известные ранее на р.Кумбуксе и оз.Кожозере, в последнее время обнаружены на участке Коросозера-Пулозеро. Полный разрез серии неизвестен. Указанные обнажения, по-видимому, характеризуют какие-то его средние части, точное сопоставление которых в настоящее время еще затруднительно.

Изучение керна буровых скважин в районе Коросозера показало, что рассматриваемые образования представлены здесь переслаиванием различных зеленых сланцев с амфиболитами и плагиопорфирами (альбитофирами).

В районе Кожозера наряду с зелеными сланцами встречены горизонты метаморфизованных терригенных осадков.

Реликтовые структуры и текстуры позволяют предполагать, что породы парандовской серии возникли за счет регионального метаморфизма (фация зеленых сланцев и частично эпидот-амфиболитовая) преимущественно осадочно-вулканогенных образований. Некоторую часть разреза слагают метаморфические сланцы и амфиболиты, возникшие в результате метаморфизма интрузивных пород основного и среднего состава.

Сумий. Образования тунгудской серии прослеживаются в виде полосы шириной 7-10 км от северного берега Пулозера до Пневских озер. В верхнем течении р.Илексы ширина этой полосы достигает 30 км. Несмотря на такое широкое развитие, серия изучена очень слабо. Фрагменты ее разреза наблюдались в районе Оштомозера, дер.Калгачихи, а также на участке Пулозера (кern буровых скважин).

На основании этих весьма ограниченных данных можно заключить, что породы, слагающие серию, представлены преимущественно диабазами, часто с миндалекаменной текстурой. Туфогенно-осадочные образования занимают подчиненное положение. Вполне возможно, что в ее состав частично включены и более молодые (ятулийские) породы, отделение которых станет возможным лишь при детальных исследованиях.

В поле развития вулканитов на некоторых участках (р.Нюхча, ур.Залимье и Каттегора) описаны вулканические брекчии, генезис которых окончательно не выяснен.

Очень часто вулканиты изменены до зеленых сланцев, в которых не удается наблюдать реликтов первичных структур и текстур.

Взаимоотношение образований тунгудской серии с подстилающими парандовскими сланцами и амфиболитами не ясно. Перекрывающие породы представлены сариолийскими полимиктовыми конгломератами, среди галек которых встречаются диабазы, мандельштейны и зеленые сланцы, аналогичные тунгудским.

### Средний протерозой

Сариолий. Полимиктовые конгломераты сариолийской серии ранее описывались в составе онежской серии (Кайряк, Перевозчикова, 1963; Богачев и др., 1968). Теперь по аналогии с Центральной Карелией, где установлен значительный перерыв между отложениями сариолия и ятулия (Кратц, 1963; Соколов, 1970), они выделены в самостоятельную серию.

Полимиктовые конгломераты обнаружены на р.Шидмозерке в 1938 г. Н.В.Альбовым, известны они и в районе Калгачихи и оз.Левушка. Конгломераты обычно залегают на вулканитах тунгудской серии, иногда с угловым несогласием, а иногда и без видимого углового несогласия. Взаимоотношения с перекрывающими породами не наблюдались.

В основании серии залегают зеленокаменные конгломераты, где цемент и галька — продукты разрушения подстилающих вулканитов. Эти образования напоминают элюви-



альную брекчию. Выше по разрезу появляются гальки и валуны гранитов, гнейсов, амфиболитов, кварцитов, кварца, и конгломераты становятся полимиктовыми. Цемент вверх по разрезу постепенно превращается из зеленосланцевого в аркозовый. Иногда аркозы слагают маломощные прослои.

Конгломераты, как правило, рассланцованы, и гальки, особенно зеленых сланцев, переориентированы согласно со сланцеватостью северо-западного простираения. Мощность толщи на некоторых участках более 250 м.

Ятулий. К онежской серии отнесены кварциты и кварц-серицитовые сланцы, развитые южнее дер.Калгачихи (р.Илекса) и восточнее Пулозера и р.Токши. Восточнее Пулозера и р.Токши сланцы изучались в 1866 и 1865 гг. А.В.Пекуровым, в 1858 г. - В.В.Сиваевым и В.Д.Слюсаревым.

Осадочно-вулканогенная толща района Кожозера впервые отнесена к среднему протерозою нами (Богачев и др., 1968). И.В.Альбов в 1838 г. и В.А.Перевозчикова в 1862 г. отдельные ее части относили к архею или к тунгудской серии нижнего протерозоя.

В строении толщи наиболее низкое стратиграфическое положение занимает маломощная (50 м) пачка слюдисто-кварцевых сланцев и аркозов с прослоями альбито-эпидото-актинолитовых сланцев (мыс Плитный, гора Хозега, северный берег Кожозера) или кварцитов (р.Токша). Выше залегает пачка мощностью не менее 400 м, состоящая из амфиболизированных диабазов, которые чередуются с горизонтами туффи-тов мраморизованных и скарнированных известняков (гора Хозега, мыс Толстик, п-ов Монастырский, о.Бабий, северный берег Кожозера, р.Левушка и др.).

Достоверно установленные базальные образования рассматриваемой толщи пока неизвестны. О перекрывающих породах можно говорить с большей достоверностью, так как имеются их сближенные выходы (северный берег Кожозера), где на расстоянии 7 м вкрест простираения от известняков и кремнистых сланцев данной толщи без видимого углового несогласия залегают песчаники и кремнисто-глинистые сланцы нижней толщи серии Ветреного пояса. Подобная картина наблюдается и в районе р.Левушки.

Суйсарий. Осадочно-вулканогенные образования серии Ветреного пояса по составу разделяются на 2 толщи: нижнюю - туфогенно-осадочную и верхнюю - эффузивную.

Нижняя толща, известная ранее лишь на р.Виленге и Коже, в последние годы обнаружена нами в северо-западной части района, а в 1865 г. геологом СЗТУ З.К.Махнач - на его юго-восточной окраине.

Наиболее полный разрез толщи наблюдался в бассейне р.Виленги, где рассматриваемые породы с перерывами прослежены вкрест простираения на расстоянии около 6 км (рис.2). В основании толщи отмечается двадцатиметровый горизонт среднезернистых, до крупнозернистых, темных косослоистых песчаников, чередующихся с тонкими прослойками кремнисто-глинистых сланцев.

Выше по разрезу этот горизонт сменяется пачкой тонко переслаивающихся мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и кремнисто-глинистых сланцев. Мощность отдельных прослоев колеблется от долей сантиметра до 0,5-0,8 м.

Иногда среди этой однообразной флишеподобной пачки встречаются горизонты алевролитов с редкими гальками пород данной толщи, а также гальками кварцита, гранита и метагаббро.

Верхняя часть разреза характеризуется присутствием вулканогенного материала в составе осадочных пород вплоть до образования туфосланцев. Последние, чередующиеся с песчаниками, встречены на р.Коже вблизи контакта с эффузивами верхней толщи серии Ветреного пояса.

Верхняя эффузивная толща слагает кряж Ветренный пояс, протягиваясь с северо-запада на юго-восток на расстоянии около 250 км. В основании ее наблюдается горизонт кварц-плагио-актинолит-эпидотовых сланцев с наложенным биотитом (р.Нюхча, р.Карма, р.Костеница, гора Голец). Последние, вероятно, возникли за счет каких-то эффузивных пород основного состава.

Полного разреза толщи не наблюдалось, так как верхние горизонты в данном районе уничтожены эрозией и, очевидно, сохраняются лишь под осадочным чехлом Русской платформы.

Обнаженная часть разреза состоит из многочисленных покровов оливиновых базальтов обычно с шаровой отдельностью. Покровы преимущественно имеют простое строе-

ние, но иногда встречаются и дифференцированные эффузивные тела (например, на Б.Левгоре, в районе р.Иксы и на горе Голец).

В зонах тектонических нарушений (особенно вдоль контакта с беломоридами) вулканиты интенсивно рассланцованы и метаморфизованы до зеленых сланцев.

К рассматриваемой толще отнесены также вулканические брекчии, которые заполняют трубки взрыва в районе горы Мяндухи, Б.Левгоры и горы Голец.

### Верхний протерозой

Верхнепротерозойские образования представлены конгломератами и песчаниками (Кайряк, Перевозчикова, 1963). Конгломераты с гальками пород архея, нижнего и среднего протерозоя известны на рр.Сывтуге, Никодимке и в районе Пулозера (скв.28).

Красноцветные песчаники обнажены на р.Никодимке, а в 1965 г. были установлены в процессе буровых работ З.К.Махнач, в нижнем течении р.Иксы. Эти песчаники венчают известный разрез протерозоя синклиория Ветренный пояс. Стратиграфически выше их сменяют отложения палеозоя (нижний кембрий, верхний девон, нижний и средний карбон), которые на юго-восточной окраине региона трансгрессивно перекрывают докембрийские образования.

### Тектоника

Синклиорий Ветренный пояс является восточным продолжением Восточно-Карельской синклинойной зоны (Кратц, 1963). Тектоническое строение его в последнее время значительно уточнено в результате проведения комплекса геофизических исследований (Поротова, 1966; Цирульников и др., 1968).

Ось синклиория по мере погружения на юго-восток меняет свое простирание с северо-западного на субмеридиональное. В районе рр.Онеги-Ундюши протерозойские образования рассматриваемой структуры трансгрессивно перекрываются палеозойскими осадками Московской синеклизы.

Северо-восточная граница синклиория совпадает с зоной глубинного разлома, разделяющей протерозойские образования структуры Ветренного пояса и архейские породы Беломорья. Зона разлома документируется мощной полосой рассланцевания, прослеживающейся непрерывно вдоль северо-восточного склона кряжа Ветренный пояс, цепочкой линейных магнитных аномалий, а также резким падением кривой  $\Delta g$  на контакте вулканитов протерозоя и гнейсов архея.

Характер южной и юго-западной границы синклиория с Центрально-Карельской антиклинойной зоной не совсем ясен. По-видимому, она тоже на многих участках является тектонической. В пользу этого говорит изменение характера магнитного поля, смена положительного на отрицательное и резкий перепад градиента силы тяжести на границе данных структур (например, в районе Коросозера).

Синклиорий разделяется на две синклиналильные структуры: северную (Пулозерско-Кожозерскую) и южную (Коросозерско-Монастырскую). В юго-восточной части обе синклинали распадутся на несколько более мелких структур. Главные синклиналильные структуры разделены антиклиналью, ядро которой сложено гранитоидами. Она особенно четко выражена в северо-западной части синклиория и прослеживается в юго-восточном направлении от Пулозера до Шунозера. Восточное продолжение антиклинали фиксируется выходами гранитоидов западнее Кожозера.

В строении синклиналией принимают участие интенсивно дислоцированные сланцы пандовской серии и вулканиты тунгудской серии, образующие вместе нижний структурный этаж, а также вулканогенные породы среднего протерозоя, слагающие верхний этаж.

Породы среднего протерозоя и в особенности осадки и эффузивы серии Ветренного пояса часто унаследуют нижнепротерозойские структуры. На это указывают одинаковые элементы залегания тунгудских диабазов, слагающих южное крыло Пулозерско-Кожозерской синклинали, и пород серии Ветренного пояса, расположенных в осевой части структуры (рис.1).

Углое несогласие между нижнепротерозойскими вулканитами и сариолейскими конгломератами наблюдается лишь на крыльях структуры. Такое несогласие установлено на правом берегу р.Илексы и, вероятно, имеет место в районе оз.Левушка.

Изучение среднепротерозойских структур Карелии (Кратц, Лазарев, 1961) показало, что для них характерны наложенные мульды или грабен-синклинали. Подобную грабен-синклиналь слагают осадки и вулканы серии Ветреного пояса.

Продольные и поперечные разломы являются существенными элементами тектоники синклинория. Из продольных дизъюнктивных нарушений наибольшее значение имеют краевые разломы упомянутой грабен-синклинали. К ним приурочены линейно вытянутые интрузивные образования, а также зоны милонитизации и биотитизации. Менее значительные разрывные нарушения расположены внутри грабен-синклинали. Они документируются по зонам расщепления, а также геоморфологически.

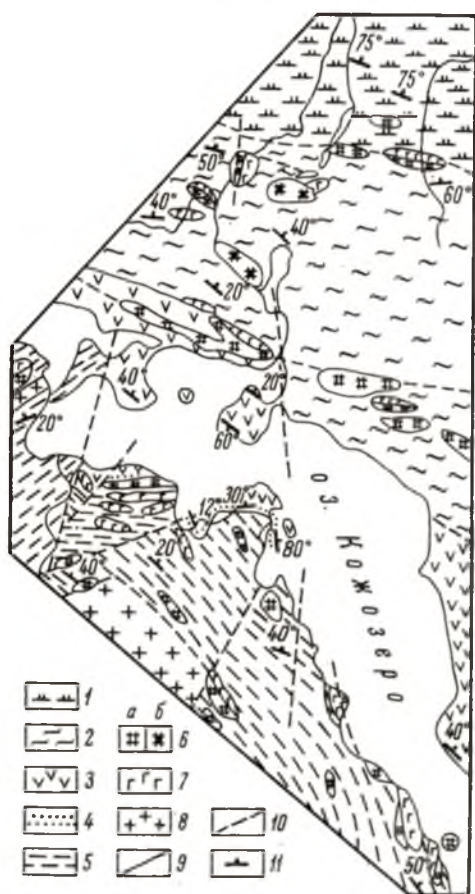


Рис.2. Геологическая карта района оз.Кожозера.

Серия Ветреного пояса:

- 1 - измененные базальты, 2 - туфогенно-осадочные образования; онежская серия; 3 - диабазы с прослоями туфов и мраморизованных известняков, 4 - аркозы и слюдясто-кварцевые сланцы; 5 - вулканогенно-осадочные породы парандовской серии; 6 - ультрабазиты; а - верлиты, б - лерцолиты; 7 - габброиды; 8 - плагиомикроклиновые граниты; 9 - границы толщ; 10 - разломы; 11 - слоистость.

Из других продольных разломов большой амплитуды следует упомянуть тектонические нарушения, проходящие вдоль юго-западной границы синклинория, и нарушения на стыке антиклинали и Пулозерско-Кожозерской синклинали.

Поперечные разломы, часть которых в 1966 г. Э.К.Чечель склонен был относить к глубинным, устанавливаются как по геофизическим, так и геологическим наблюдениям. По магнитным данным Г.А.Поротовой (1966) выделено два крупных субмеридиональных разлома, фиксируемых Каменноозерскими и Монастырскими аномалиями. Поперечные разломы меньшей амплитуды намечаются вдоль западных склонов гор Голец, Челбак, Шалочка и Мяндуха, по правому берегу рр.Нименги и Кожы и левому берегу рр.Нюхчи и Подломки и др. (рис.3). Поперечные разломы в сочетании с продольными создают блоковую структуру синклинория. Наиболее четко выделяется насыщенный интрузиями базитов и гипербазитов Калгачинский блок, ограниченный с запада и востока Каменноозерским и Монастырским разломами (рис.1). Другие блоки ограничены менее четко, однако их существование несомненно. Подтверждением



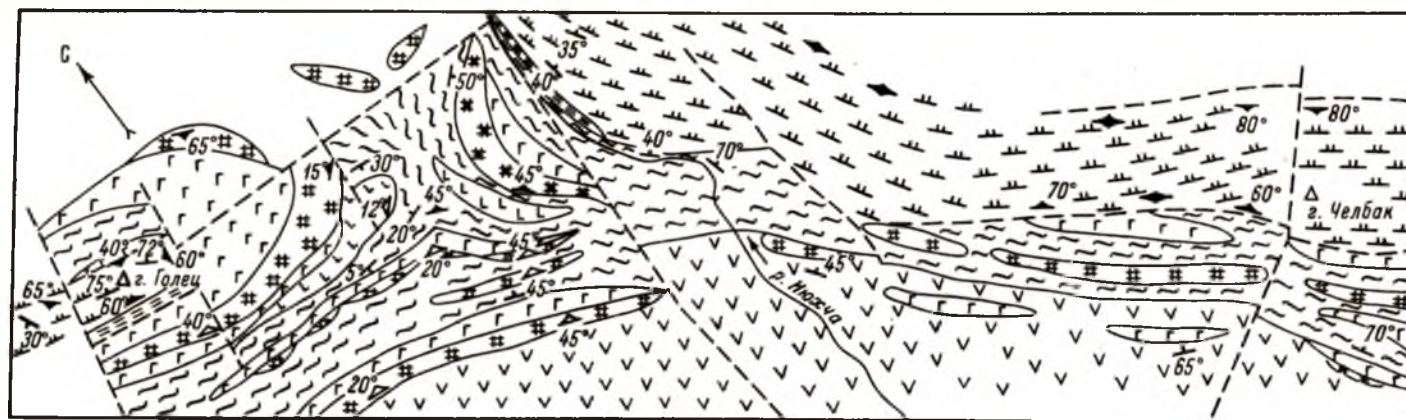


Рис.3. Геологическая карта северо-западной оконечности кряжа Ветреный пояс.

1 – Ультрабазиты: а – верлиты, б – перидотиты; 2 – габброиды; 3 – порфиробластические актинолитово-тремолитовые амфиболиты; 4 – оливиновые, пироксеновые, толеитовые и пикритовые базальты (частью измененные); 5 – измененные эффузивы основного состава; 6 – туфогенно-осадочные породы; 7 – диабазы с прослоями известняков и туффов; 8 – границы толщ; 9 – разломы; 10 – слоистость; 11 – пластовая отдельность; 12 – сланцеватость.



этому служит, например, неоднородность строения вулканического плато серии Ветреного пояса, которое по характеру залегания эффузивов и степени их изменения разделяется на четыре участка: 1) Северо-Западный (горы Голец-Шапочка), 2) Центральный (гора Шапочка-р.Нименга), 3) Кожозерский (р.Нименга-Шардозеро), 4) Юго-Восточный (восточнее Шардозера).

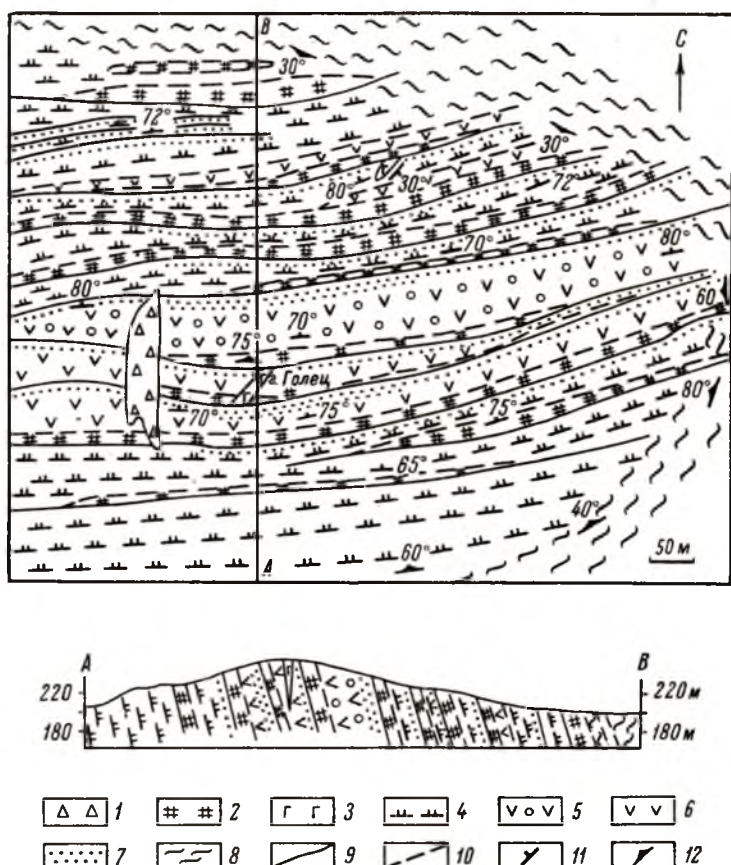


Рис.4. Геологическая карта горы Голец (по В.С.Куликову).

1 - вулканическая брекчия; 2 - пикритовые и толеитовые базальты (по В.Д.Слюсареву они не являются составными частями дифференцированных покровов, а образуют две группы самостоятельных даек); 3 - жилы оливиновых и пироксеновых базальтов; 4 - оливиновые базальты; 5 - пироксеновые базальты со сферотакситовой текстурой; 6 - пироксеновые базальты; 7 - шлаки и базальты с полосчатой текстурой в кровле покровов; 8 - зеленые сланцы и милониты по эффузивам; 9 - контакты покровов; 10 - границы пород; 11 - полосчатость; 12 - сланцеватость.

Первый и третий участки характеризуются крутым ( $70-80^\circ$ ) залеганием покровов и широким развитием зон рассланцевания, сопровождаемых окварцеванием и биотитизацией. Базальты кайнотипного облика здесь сохраняются очень редко, лишь в ядрах некоторых тектонических глыб. Примером подобной эллипсовидной глыбы является гора Голец, вытянутая в широтном направлении на 3 км при поперечнике в 1,5 км. В ее пределах покровы эффузивов залегают моноклиinally с падением на север-северо-восток под углом  $70-85^\circ$ . Падение же сланцеватости (кливажа), окаймляющей глыбу по периферии, направлено к центру (рис.4). Подножье горы (периферия глыбы)

сложено сильно рассланцованными и измененными базальтами (зеленые сланцы), которые по мере приближения к вершине постепенно сменяются базальтами кайнотипного облика.

Кожозерский и Юго-Восточный участки характеризуются спокойным залеганием эффузивов. Углы падения пород (обычно в северо-восточном направлении) редко превышают  $30^{\circ}$ . Здесь базальты кайнотипного облика занимают площади в несколько десятков квадратных километров, а измененные эффузивы развиты лишь в зонах тектонических нарушений (на границе с Беломорским блоком архея, в районе р.Иксы, в верховьях р.Нименги и вдоль других более мелких разломов).

Отмеченные неоднородности в строении лавового плато базальтов, очевидно, характеризуют различную мобильность тех тектонических блоков, в пределах которых расположены описанные участки. Характерно, что блоки с наиболее измененными участками базальтов (Северо-Западный и Кожозерский) интенсивно насыщены интрузивными образованиями базитов и гипербазитов. Такое широкое проявление интрузивного магматизма в сочетании с интенсивными процессами рассланцевания и гидротермального метаморфизма свидетельствует о значительной мобильности указанных блоков как в момент формирования лавового плато, так и после его образования. Центральный и Юго-Восточный блоки в этот период являлись более стабильными.

Заложение и формирование блоковой структуры синклинория Ветреный пояс связано с различными фазами карельской складчатости.

## Глава II

### МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПРОТЕРОЗОЯ СИНКЛИНОРИЯ ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС

#### Общие положения

В геотектонической истории карелид Карелии установлены некоторые общие особенности пространственного распределения и направленности развития основного и ультраосновного вулканического и плутонического магматизма, довольно разнообразного в связи с разнотипностью структурно-фациальных зон. Для нижнего протерозоя наиболее общей закономерностью является преобладание кислого эффузивного и интрузивного магматизма во внутренней части карельской геосинклинальной области (Западно-Карельская структурная зона) и основного-ультраосновного — в периферической (Восточно-Карельская структурная зона). В пределах последней отличительной особенностью является широкое проявление типично геосинклинального вулканизма: лопские спилито-кератофировые и сумские спилито-диабазовые (с подчиненным развитием кислых вулканитов) серии, а основной-ультраосновной интрузивный магматизм представлен ранней и поздней нижнепротерозойскими группами (Кратц, Нумерова, Перевозчикова, 1957; Волотовская, 1960; Кратц, 1963, и др.). Ранняя базит-гиперзитовая группа в ассоциации со спилит-кератофировой вулканогенной образует сложную офиолитовую формацию; офиолиты (серпентиниты) развиты также в карелидах Финляндии (Naarala, 1936; Вяйрюнен, 1959; Эскола, 1967). Поздняя группа представлена дифференцированными габбро-перидотитовыми массивами, вероятно, аналогичными интрузиям соседней Финляндии (Veltheim, 1962; Häkli, 1963), с которыми связано медно-никелевое и хромитовое оруденение.

Средний протерозой Карелии характеризуется широким проявлением базальтоидного магматизма. В разрезах ятулийских синхронных, но фациально различных, сегожской и онежской серий, широко развиты покровы основных вулканитов спилитового характера и гипабиссальные интрузии габбро-диабазов (Гилярова, Нумерова, 1960; Светов, 1968а). Более молодая суйсарская серия с мощной толщей основных и ультраосновных вулканитов и связанных с ними интрузий габбро-диабазов и перидотитов известна только в пределах Онежской мульды и в районе Ветреного пояса. Общей чертой, как ятулия (Светов, 1968а), так и суйсария (Гилярова, 1966) является антидромный характер эволюции магматизма.

Основной интрузивный магматизм конца среднего и начала верхнего протерозоя уже носит черты, присущие типично платформенным образованиям (Келлер и др., 1967).

#### Формационное расчленение

Как видно из краткого обзора, история карелид отличается довольно разнообразным и интенсивным проявлением основного и ультраосновного вулканического и плутонического магматизма, весьма специфичного для каждого из циклов геотектонического развития карельской геосинклинальной области. Выделение нижнепротерозойского собственно геосинклинального тектоно-магматического цикла не вызывает особых разногласий среди исследователей докембрия. Что же касается среднепротерозойского цикла, то единодушие большинства исследователей кончается на признании его переходного между геосинклинальным и платформенным условиями развития. В целом конец среднего протерозоя знаменует собой полную стабилизацию земной коры (Полканов, 1956; Бубнов, 1960) и переход к обширной платформенной области — Фенноскандинавии, по А.А.Полканову. Поэтому вполне естественно, что с переходным по характеру тектоническим режимом связано совмещение особенностей, присущих предыдущему и последующему этапам развития. И в связи с этим одни исследователи усматривают в среднем протерозое черты, присущие в большей степени оротенному этапу (Кратц, 1963; Волотовская, 1960; Кратц, 1963, и др.).



1963; Чернов, 1970, и др.), другие (Гилярова, 1969; Соколов, 1970) – платформенному. Наша задача заключается в том, чтобы подойти к оценке данного переходного цикла с точки зрения магматизма.

Общезвестно своеобразие и индивидуальность в различных регионах орогенного магматизма подвижных зон как отражение полицикличности их развития. Но все же некоторые общие закономерности существуют. В частности, Ю.А.Билибин (1961), отмечая большое разнообразие состава магм орогенической стадии, выделяет среди них две ведущие тенденции развития магматизма, заключающиеся в повышении их основности или щелочности в ходе тектоно-магматического развития. Подобные же закономерности для докембрия указывает Г.Штилле (1957, 1964). По его представлениям, к концу нижнего протерозоя подвижные зоны консолидируются и приходят в „квазикратонное“ состояние, характеризующееся орогенной блоково-разломной тектоникой и развитием магматизма от сиалического к мафическому типу. Причем в начальные этапы орогенной тектоники и частично унаследованных структур магматизм носит промежуточные черты с элементами кислого и щелочного магмопроявления, а затем сменяется типично базальтоидным посторогенным или финальным магматизмом. Посторогенный или финальный, по Штилле, магматизм постдокембрийских и ныне живущих геосинклинальных систем (Малеев, 1968) характеризуется основным вулканизмом с весьма слабой дифференциацией преимущественно антидромного характера. В работах Ю.М.Шейнманна (1955, 1956, 1959) уже четко выделяются области, промежуточные по характеру тектонического режима между геосинклинальными и платформенными условиями (области завершенной складчатости), базальтовый магматизм которых имеет черты сходства с магматизмом платформ. К такому же выводу приходит А.П.Лебедев (1964), указывающий на петрографическое и химическое сходство трапповых формаций платформ с долеритовыми и диабазовыми формациями шитов и геосинклинальных зон с завершенной складчатостью. Своеобразие этих переходных в отношении тектонического режима областей было учтено Ю.А.Кузнецовым (1960, 1962), выделившим отдельно базальтовые формации молодых платформ или областей завершенной складчатости, которые, к сожалению, не нашли отражения в его последней работе (Кузнецов, 1964).

На основе базальтоидного характера среднепротерозойского магматизма, локализующегося в наложенных структурах (Кратц, Лазарев, 1961), К.О.Кратц (1963) относил его к типу „молодых платформ или областей завершенной складчатости“. Следовательно, по характеру проявления магматизма заключительные этапы развития докембрийских и постдокембрийских геосинклинальных систем обнаруживают черты сходства. По типу тектонического режима средний протерозой более всего соответствует фанерозойским молодым платформам, а по характеру магматизма отличается широким развитием спилитоподобных основных вулканитов и интрузий ультрабазитов. Последняя особенность является специфичной чертой докембрия. Поэтому представляется целесообразным выделять в истории развития докембрия в отличие от фанерозоя особый эпигеосинклинальный тектоно-магматический цикл, соответствующий по времени среднему протерозою.

В свете этих представлений и учения о формациях Ю.А.Кузнецова (1964) в изученном районе выделяются магматические комплексы собственно геосинклинального цикла и эпигеосинклинального цикла (типа постдокембрийских молодых платформ или областей завершенной складчатости). Для более детального расчленения их на продукты различных этапов применяется понятие „фаза“ (Довгаль и др., 1964). Ассоциации комплексов различной формационной принадлежности, но сближенных по возрасту и сосредоточенных в одной геоструктурной зоне, объединяются в ряды комплексов. Тогда в районе Ветреного пояса имеем ряд комплексов геосинклинального цикла (нижний протерозой): лопский андезито-диабазовый, лопский габбро-амфиболитовый, лопский гипербазитовый, сумский диабазовый и ряд комплексов эпигеосинклинального цикла (средний протерозой): ятулийский диабазовый, суйсарский верлит-габбро-оливинтолеитовый.

О самостоятельности выделенных формационных единиц свидетельствует их закономерная повторяемость в других структурных зонах карелид.



Лопский андезито-диабазовый комплекс

Данный комплекс включает вулканогенные образования парандовской серии, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой а частично эпидот-амфиболитовой фации. Широкое развитие в районе зеленых сланцев (альбит-эпидот-актинолитовых, альбит-эпидот-роговообманковых, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовых, хлорит-актинолитовых и др.), где иногда сохраняются реликты диабазовых структур и миндалекаменных текстур, говорит о мощной вулканической деятельности на раннем этапе развития геосинклинали. Помимо резко преобладавших лав среднего и основного состава, одновременно происходило образование эффузивов кислого состава. Об этом свидетельствуют маломощные горизонты кварц-альбитовых сланцев с порфировидными зернами альбита (альбитофиры). Такое разнообразие вулканитов (от основных до кислых) в изученном районе характерно только для лопия.

Излияние лав чередовалось с формированием туфов и туфогенно-осадочных пород значительной мощности. Эти образования метаморфизованы до тонко переслаивающихся между собой эпидот-сланцевых, эпидот-альбитовых, эпидот-кварцевых, хлоритовых, хлорит-актинолитовых и других сланцев. В них нередко можно наблюдать реликты слоистых текстур, а также участки blastopсаммитовых структур.

Для пород комплекса характерна колчеданная минерализация (пирротин, пирит, халькопирит, изредка сфалерит и галенит), приуроченная к зонам рассланцевания, дробления и гидротермального изменения (окварцевание, карбонатизация, эпидотизация, биотитизация) пород. Характер развития рудной минерализации тонкопрожилковый и вкрапленный. Масштабы известных рудопроявлений не имеют промышленного значения. Тем не менее определенный интерес представляют полученные в 1934 г. А.А.Авериным данные о высоком содержании золота в сульфидах на р.Кумбуксе. В связи с этим существует мнение (Синицын, Ермолаева, 1970) о перспективности некоторых участков развития пород рассматриваемого комплекса на золото.

Лопский габбро-амфиболитовый комплекс

На данном этапе изученности этот комплекс выделяется условно и представлен пока что единственной известной в районе интрузией габбро-амфиболитов, вскрытой рядом скважин на детальном участке Коросозера (рис.5). Но, судя по геофизическим данным (Поротова, 1966), массивы основных пород довольно широко развиты среди нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ, и, очевидно, часть из них относится к подобному типу. Массив габбро-амфиболитов заключен между интрузией серпентинитов и зеленосланцевыми образованиями по туфогенно-осадочным породам парандовской серии. Габбро-амфиболиты слагают согласное крутопадающее тело, прослеживающееся по простиранию более чем на 2 км при мощности порядка 400-500 м. Непосредственные контакты с вмещающими породами в разрезах скважин не установлены. На контакте с серпентинитами развита переходная зона хлорито-актинолитовых сланцев, а в лежащем боку, в приконтактной зоне габбро-амфиболитов, также появляются хлорито-актинолитовые и довольно часто брекчированные актинолит-хлоритовые породы.

Интрузия обладает анизотропным внутренним строением. Элементы первично дифференцированного строения массива выражены в постепенном увеличении содержания плагиоклаза от 10-15% в наиболее основных породах всячего бока до 40-70% в наиболее кислых разновидностях лежащего. Такое положение лейкократовых и меланократовых разновидностей, видимо, свидетельствует об опрокинутом залегании рассматриваемого тела. Следы первичной стратификации выражены в переслаивании существенно роговообманковых и плагиоклазовых горизонтов. Меланократовые разновидности чаще всего встречаются ближе к всяческому боку и в центральных частях массива. Обычно это средне- и равномернозернистые породы зеленовато-черного цвета с нематобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Состоят они из сине-зеленой роговой обманки ( $cNg = 14-15^\circ$ ,  $2V = -65^\circ$ ) и соссюритового агрегата по основному плагиоклазу, небольшого количества светло-зеленого хлорита, сфена, эпидота, изредка встречается апатит. Характерной особенностью меланократовых разновидностей является

наличие реликтов первичного пироксена в виде буровато-желтых пятен с бластопои-килитовыми структурами, насыщенного пылевидным агрегатом вторичного магнетита. Очевидно, наиболее основные разновидности габбро-амфиболитов были представлены оливинсодержащими породами. Меланократовые габбро-амфиболиты, обогащаясь плагиоклазом, постепенно сменяются в разрезе средне- и крупнозернистыми грубо по-лосчатыми лейкократовыми разновидностями с бласто-габбро-офитовыми структурами, количество реликтовых остатков первичного пироксена резко уменьшается. Плагиоклаз обычно концентрируется в серии прерывистых полос, и его содержание в породе колеблется от 30-50 до 60-80%. Приконтактные зоны массива осветлены, более круп-нозернистые. Роговая обманка почти полностью исчезает, замещаясь бледно-зеленым актинолитом ( $cNg = 16^\circ$ ,  $2V = -85-82^\circ$ ) и хлоритом. По направлению к серпентинитам и метаморфизованным туфогенно-осадочным породам габбро-амфиболиты постепенно сменяются хлорито-актинолитовыми сланцами, мощность которых достигает 10-12 м.

Для габбро-амфиболитов характерна сингенетическая вкрапленность и линзовидные выделения лейкоксенизированного ильменита в ассоциации с титаномагнетитом. Вто-ричный пылевидный магнетит связан с реликтами первичного пироксена.

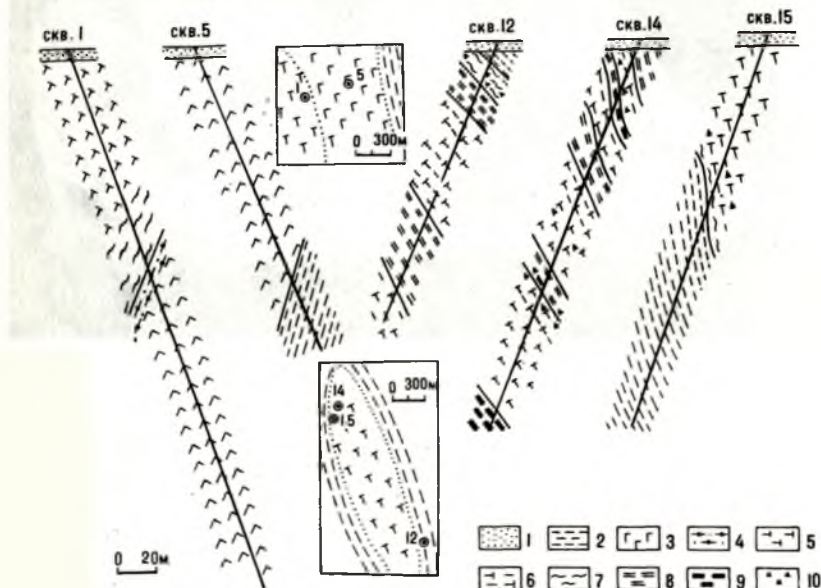


Рис.5. Разрезы по скважинам участка Коросовск (скв. 1 и 5) и Пулозера-2 (скв. 12, 14 и 15) и их положение в пределах массивов.

1 - четвертичные отложения; 2 - зеленые сланцы по туфогенно-оса-дочным породам; 3 - габбро-амфиболиты; 4 - хлорито-актинолитовые сланцы по габбро-амфиболитам; 5 - антигоритовые серпентиниты; 6 - рассланцованные серпентиниты; 7 - хлорито-тремолитовые и хлоритовые сланцы, оталькованные и карбонатизированные серпентиниты, частью рассланцованные; 8 - клинопироксениты; 9 - родингиты; 10 - зоны брекчирования.

Эпигенетическая минерализация представлена редкой вкрапленностью и прожилками сульфидов. Последние пересекают ильменитовые выделения и силикаты. Наиболее бо-гатая концентрация сульфидов сосредоточена в приконтактных зонах рассланцевания массива и сопровождается окварцеванием, карбонатизацией и эпидотизацией. Колчедан-ная минерализация габбро-амфиболитов по составу рудных минералов (халькопирит,

пирит, пирротин, сфалерит, арсенопирит), морфологическим признакам и тесной ассоциации с продуктами гидротермального метаморфизма идентична рудной минерализации андезито-диабазового комплекса.

### Лолский гипербазитовый комплекс

С начальными этапами геосинклинального развития нижнепротерозойского времени в изученном районе связано первое проявление ультраосновного магматизма гипербазитового формационного типа. Гипербазитовый комплекс представлен серией интрузивных тел серпентинитов, образующих прерывистый дугообразный пояс (рис.1), который прослеживается вдоль юго-западной границы структурной зоны в юго-восточном направлении от района Коросозеро-Пулозеро к р.Кумбуксе, оз.Монастырскому и далее, видимо, к району оз.Волошево. В юго-восточной части структурной зоны простираение пояса резко изменяется от северо-западного до субмеридионального и меридионального.



Рис.6. Брекчированный серпентинит.

Обломки серпентинита (темно-серое) сцементированы карбонатно-тремолитовым и хлоритовым (белое и светло-серое) материалом. Скви.14, гл.147.6 м.

Интрузии серпентинитов закономерно приурочены к крыльям синклинальных структур на границе с поднятиями гранитоидов фундамента или встречаются непосредственно среди последних на продолжении синклинальных прогибов и, таким образом, подчеркивают древний структурный план синклинойной зоны. Массивы серпентинитов контролируются глубинными, гипербазитовыми (Твалчрелидзе, 1966) разломами, формирующимися на ранних этапах геосинклинального развития в участках сочленения различных структурно-фациальных зон. Подобные закономерности тектонической позиции альпинотипных гипербазитов четко устанавливаются и в других регионах (Пинус и др., 1958; Смирнов, 1962).

Интрузивные тела парагенетически связаны с нижнепротерозойскими андезито-диабазовыми образованиями синклинальных прогибов, интрузиями габбро-амфиболитов и зонами развития колчеданной минерализации. Последняя особенность присуща не только изученному району, но является также характерной чертой и для других областей докембрия, где проявлен офиолитовый магматизм: Карелии, Финляндии (Naarala, 1936; Näkli, 1963), Швеции (Grip, 1961).

Массивы серпентинитов благодаря своей повышенной магнитности четко выделяются на фоне слабо магнитного поля над вмещающими осадочно-вулканогенными толщами. Они представлены согласными (рис.5) и совместно дислоцированными с вмещающими породами, круто падающими телами, прослеживаемыми по простиранию до 2500



Мощность тел, судя по геолого-геофизическим данным, порядка 500–600 м. Отличительной чертой массивов является наличие многочисленных зон рассланцевания, смятия и брекчирования (рис.6) как в эндоконтактных, так и внутренних частях тел.

В настоящее время в той или иной мере изучены только некоторые представители гипербазитового комплекса. Интрузия р.Кумбуксы изучалась В.А.Перевозчиковой (1960). Нами детально исследованы два массива, вскрытых поисково-разведочной партией СЗТТУ под руководством А.В.Пекурова в 1965 г. в северо-западной части района: участок Коросозера (юго-западное крыло Пулозерско-Кожозерской синклинали) и участок Пулозеро-2 (юго-западное крыло Коросозерско-Монастырской синклинали).

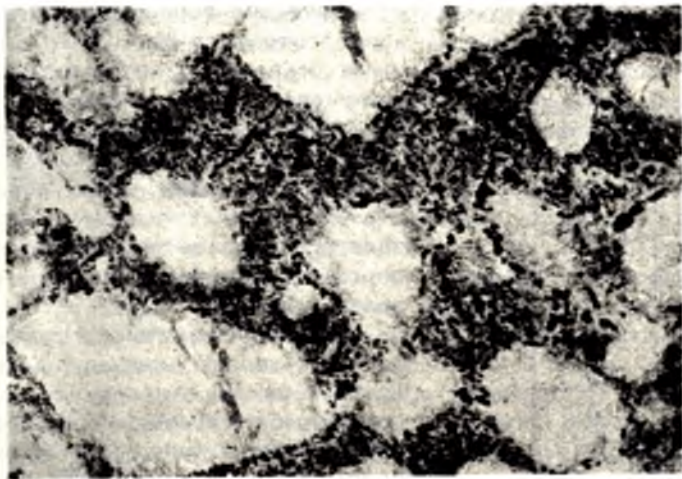


Рис.7. Бластопойкилитовая структура в серпентинитах.

Увел.26, без анализатора.

Среди пород комплекса свежие разновидности отсутствуют. По петрографо-минералогическим данным среди них выделяются две основные группы: 1) антигоритовые серпентиниты и 2) аллометаморфические производные серпентинитов.

**Антигоритовые серпентиниты.** Обычно серпентиниты наблюдаются в наиболее сохранившихся центральных частях массивов и представлены довольно однородными массивными породами серовато-черного цвета. Состоят они из серпентина (90–95%), вторичного магнетита (5–10%) и незначительной примеси сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, изредка пентландит). Единичные реликты пойкилитовых структур (рис.7), ориентировочное содержание оливина (60–70%) и ортопироксена (30–40%), судя по наличию баститовых псевдоморфоз, свидетельствуют о первично гарцбургитовом составе перидотитов. Пересчет на первичный минеральный состав по методу Н.Д.Соболева (1952) дает следующие средние содержания: оливин – 77%, ортопироксен – 22%, клинопироксен – 1%.

Оливин полностью замещен серпентином, реликты пироксена представлены желтовато-бурыми пятнами, насыщенными пылевидным магнетитом. Серпентин в шлифе бесцветный, преимущественно пластинчатый. Структуры листоватые, перекрещенно-пластинчатые и псевдоморфные. Для диагностики серпентиновых минералов применялся термографический метод (рис.8). Термограммы исследованных серпентинитов совпадают друг с другом и идентичны природным антигоритам и антигоритовым серпентинитам. Полученные термограммы характеризуются четко выраженным эндотермическим эффектом, максимум которого заключен в интервале 770–808°. Учитывая возможность заметного влияния характера измельчения на вид кривых нагревания (Иванова, 1966) и различные условия эксперимента, подобную сходимость результатов следует



признать хорошей. Для исследуемых серпентинитов характерно также довольно резкое изменение кривой потери веса, составляющей для одного из наиболее типичных образцов (рис.8, обр.скв.15/3) 10.9% в температурном интервале (60-780°) эндотермического пика дегидратации серпентина.

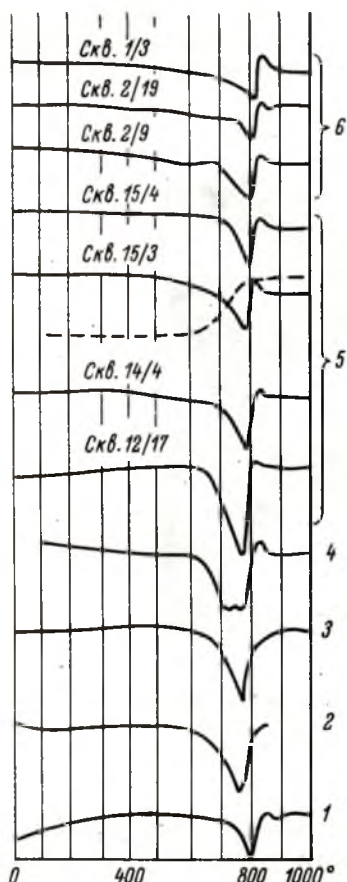


Рис.8. Термограммы серпентинитов гипербазитового комплекса.

Природные антигориты: 1 - по Наги и Фаусту (Nagy, Faust, 1956), 2 - по Хесс и др. (Hess et al., 1952), 3 - по Ивановой (1966), 4 - антигоритовый серпентинит, по Коржинскому (1958); антигоритовый серпентинит: 5 - участка Пулозера-2 (прерывистая линия - кривая потери веса для обр. скв. 15/3), 6 - участка Коросозеро.

Таким образом, гипербазитовый комплекс представлен существенно антигоритовыми серпентинитами, которые являются характерной чертой альпинотипных гипербазитов орогенических поясов (Wilkinson, 1953; Тернер, Ферхуген, 1961 и др.).

Аллометаморфические производные серпентинитов. В эту группу объединены метасоматические образования, парагенетически или пространственно связанные с интрузивными телами. Наиболее интенсивно процессы метаморфизма серпентинитов проявляются в рассланцованных и брекчированных эндоконтактных частях массивов. В составе данной группы пород выделяются клинопироксениты оталькованные и карбонатизированные серпентиниты, хлорито-тремолитовые и хлоритовые породы, родингиты (диопсид-гранат-цоизитовые породы).

Клинопироксениты представлены жиллоподобными телами мощностью от 5-15 до 30 м приуроченными к продольным зонам брекчирования и рассланцевания внутри массивов серпентинитов (рис.5). Серпентиниты постепенно, через промежуточную зону серпентинитов пироксеновых сланцев, переходят во все более крупнозернистые породы вплоть до массивных и гигантозернистых клинопироксенитов черного цвета. Пироксен ряда авгита-диопсида ( $+2V = 54-58^\circ$ ), размер зерен достигает 1 см в поперечнике. Пироксениты слабо метаморфизованы, за исключением серпентинизации пироксеновых зерен по микротрещинкам в центральной части тел и более интенсивной карбонатизации, тремолитизации и хлоритизации в периферийных зонах.

Для тальк- и карбонатсодержащих серпентинитов, хлорито-тремолитовых и хлоритовых пород характерна общая схема зонального распределения внутри интрузивных тел: 1) антигоритовые серпентиниты центральной части массива, 2) оталькованные и карбонатизированные серпентиниты внутренних частей эндоконтактных зон, 3) промежуточные хлорито-тремолитовые (тремолит -  $Ng' = 1.638$ ,  $Np' = 1.618$ ,  $Ng-Np = 0.020$ ,  $cNg = 19-21^\circ$ ) и 4) эноконтактные хлоритовые сланцы в непосредственном контакте с вмещающими парапородами. Все эти разновидности связаны между собой постепенными взаимопереходами. Общей чертой является перераспределение и рекристаллизация вторичного магнетита. В

не карбонатизации и оталькования он начинает концентрироваться в прожилках шпиль и шпильковидные обособления, тяготея к зонам повышенной карбонатизации.

или непосредственно в ассоциации с карбонатным материалом. По направлению к экзоконтакту интенсивность этого процесса нарастает.

В отдельных случаях, например в районе р.Кумбуксы, процессы метаморфизма проявлены более полно и ультрабазиты полностью превращены в хлорит-тремолитовые и тальк-карбонатные сланцы.

Родингиты (диопсид-гранат-поизитовые породы) приурочены к лежащему боку массива серпентинитов участка Пулозеро-2 (рис.5) и связаны постепенными переходами с хлорито-серпентиновыми сланцами. Это массивные среднезернистые породы зеленоватого цвета с розоватым оттенком. Породы подобного состава являются неотъемлемой чертой в областях развития альпийских гипербазитов и, по мнению большинства исследователей, обычно формируются в приконтактных зонах ультрабазитов за счет вмещающих пород основного состава.

Следовательно, в процессе метаморфического преобразования гарибургитов выделяется ряд стадий: длительный процесс серпентинизации, возникновение в серпентинитах зон рассланцевания, брекчирования и образование в последних метасоматических клинопироксенитов; карбонатизация, аталькование, тремолитизация и формирование в экзоконтактах родингитов по зеленосланцевым образованиям основного состава.

Рудная минерализация. Для гипербазитового комплекса характерно преобладающее развитие вторичной магнетитовой и эпигенетической сульфидной минерализации.

К первичной магнетитовой вкрапленности, очевидно, относятся единичные идиоморфные кристаллы центральных частей интрузивных тел. Вторичный магнетит резко преобладает и представлен пылевидным агрегатом в пределах контуров первичного пироксена или в виде нитевидных прожилков среди серпентинитов и шпировидных полос, неправильных выделений в зонах рассланцевания и брекчирования, обычно в ассоциации с карбонатом, тальком и тремолитом. Нередко встречаются секущие сланцеватость и согласные с ней карбонат-магнетитовые прожилки. Из других рудных минералов, сопровождающих магнетит, встречается ильменит и мартит. Хромит в аншлифах не встречен. Очевидно, это связано с его замещением магнетитом в процессе серпентинизации.

Эпигенетическая сульфидная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, изредка пентландит) представлена редкой рассеянной вкрапленностью, гнездообразными скоплениями, секущими и согласными со сланцеватостью, прожилковидными выделениями, примазками. Она локализуется преимущественно в рассланцованных и брекчированных зонах серпентинитов, обычно в ассоциации с карбонатом и крупнопластинчатым серпентином.

В других случаях (р.Кумбукса) хлорито-серпентиновые и карбонат-тальковые сланцы по ультрабазитам располагаются среди зеленосланцевых образований, обогащенных безникелевой пиритовой минерализацией.

Таким образом, гипербазитовый комплекс характеризуется вторичной магнетитовой и эпигенетической сульфидной минерализацией. Последняя по характеру развития и ассоциации рудных минералов идентична в целом колчеданной минерализации вмещающих пород, но отличается появлением сульфидной никелевой фазы.

### Сумский диабазовый комплекс

Породы данного комплекса, известные под названием тунгудской серии, слагают многочисленные покровы лав основного состава, переслаивающиеся с пирокластами. Эффузивные тела, имеющие мощность от нескольких метров до 50 м, характеризуются неоднородным строением. Полные разрезы их, наблюдавшиеся в районе Рошгоры и р.Нюхчи, показали, что центральную часть тела слагают мелкозернистые диабазы. По направлению к подошве и кровле они иногда переходят в миндалекаменные разновидности. Наибольшее количество миндалин отмечается в кровле покровов. Там нередко наблюдается переслаивание диабазов с редкими миндалинами и шлакоподобных мандельштейнов. Степень изменения эффузивов сумского комплекса ниже вулканитов лопского. Поэтому магматические текстурно-структурные особенности пород чаще сохраняются у первых.

Наиболее типичными структурами основных эффузивов сумского комплекса являются микрогранобластовые, микронематогранобластовые с реликтами микродиабазовой. Из минералов преобладают эпидот, актинолит, хлорит, в меньшей степени альбит, лейкоксен, рудные (магнетит, пирит, пирротин, халькопирит), серицит. В качестве первичного минерала изредка сохраняется основной плагиоклаз. В миндаляках диабазовых миндаляки выполнены кварцем, эпидотом и карбонатом.

Пирокластические и осадочные образования, связанные с сумским вулканизмом, имеют весьма ограниченное развитие.

## Комплексы эпигеосинклинального цикла (средний протерозой)

### Ятулийский диабазовый комплекс

Эффузивные образования данного комплекса, известные на р. Левушке, р. Токше и в районе Кожозера, изучались нами только на последнем участке.

На п-ове Монастырском (оз. Кожозеро) эффузивы имеют мощность более 400 м, сложенная куполообразную структуру. Покровы небольшой мощности, как правило, сложены мелкозернистыми диабазом, иногда миндаляками. В кровле некоторых тел встречаются горизонты вулканических брекчий. Мощные покровы характеризуются симметричным строением. Кровля и подошва образованы мелкозернистыми диабазом, а центральная часть — порфиробластическими амфиболитами по диабазом. Амфибол, который в ряде случаев составляет до 80% породы, представлен сине-зеленой роговой обманкой размером до 2 см в поперечнике. Из других минералов в амфиболитах наиболее типичны эпидот, карбонат и титаномагнетит. В диабазом, кроме названных минералов, широко развиты кислый плагиоклаз и хлорит. Для пород комплекса характерно почти постоянное присутствие халькопирита как в виде тонкой вкрапленности, так и в прожилковой форме в ассоциации с кварцем и карбонатом.

Наличие значительного количества титаномагнетита и халькопирита является специфической чертой ятулийского комплекса. Эта особенность отмечается и у других диабазовых комплексов ятулия других районов Карелии (Светов, 1968а).

### Суйсарский верлит-габбро-оливин-толеитовый комплекс

#### Вулканическая фаза

Вулканогенные образования, согласно принципам Е.Б. Яковлевой (Коптев-Дворников и др., 1967), разделены на три фации: эффузивную, жерловую и субвулканическую.

Эффузивная фация. Эффузивная толща образована многочисленными покровами лав общей мощностью около 2 км, которые занимают площадь более 5000 км<sup>2</sup>. Покровы в зависимости от их строения можно разделить на две группы (недифференцированные и дифференцированные). В вертикальных разрезах тел первой группы отмечается относительное постоянство химического состава и отсутствие горизонтов, не содержащих оливина. Разрезы другой группы характеризуются непостоянством как химического, так и минерального состава.

Недифференцированные покровы имеют различную мощность. Маломощные (менее 20 м) тела обладают довольно однородным строением и сложены оливиновыми базальтами. Лишь в кровле покровов появляются миндалякальные текстуры (рис. 9). Такие тела описаны в районе Б. Левгоры и горы Голец. Они отделяются друг от друга стекловатыми зонами закалки (1-3 см), развитыми обычно как в кровле, так и в подошве.

У ряда покровов вблизи подошвы иногда встречаются миндаляки длиной до 6 см, ориентированные нормально к контакту.

Тела большой мощности, как правило, состоят из двух неравных частей. Нижняя часть сложена оливиновыми базальтами массивной текстуры, а верхняя представлена шаровыми лавами этих же пород.



Изучение шаровых лав в районе горы Мяндухе показало, что слагающие их шары и подушки имеют длину от 0,3 до 3,6 м (преимущественно 0,5–1,5 м) и высоту от 0,3 до 1,8 м (в основном 0,3–1,0 м), при отношении высоты к длине от 1:1 до 1:4 (в среднем 1:2). В некоторых случаях наблюдаются пузыри, расположенные, как правило, в верхней половине подушек. Размеры пузырей, выполненных кварцем и халцедоном, зависят от величины подушек и имеют длину от 1 до 130 см при высоте от 1 до 10 см.

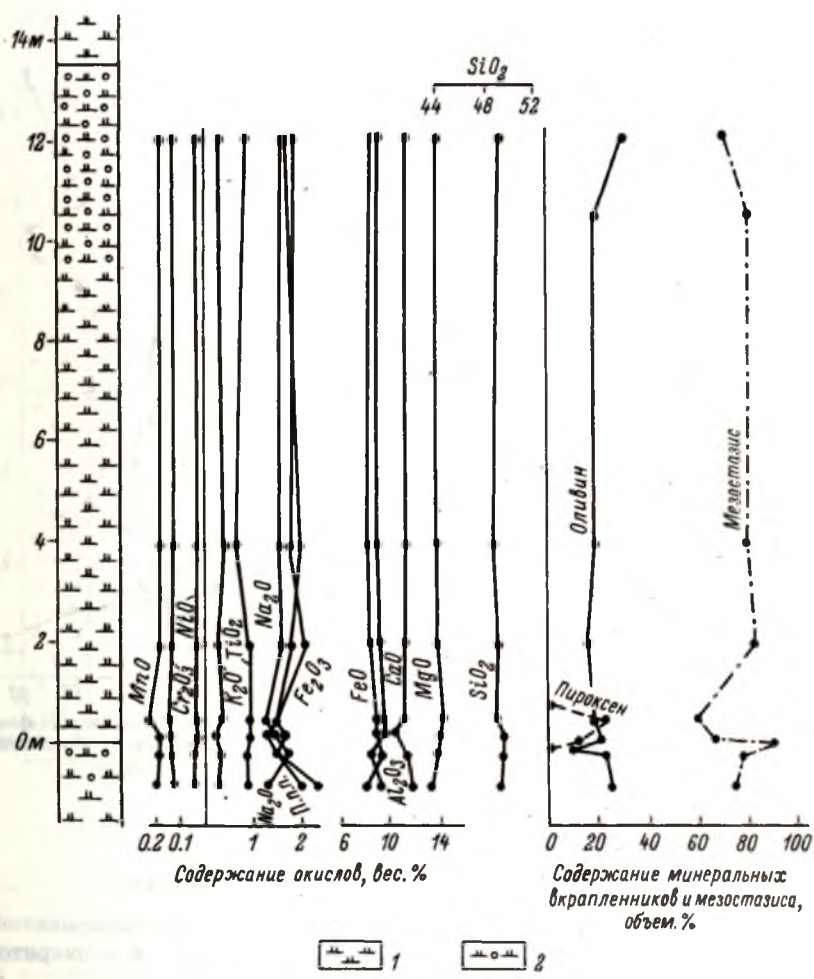


Рис.9. Разрез недифференцированного покрова Б.Левгоры.

1 - оливиновый базальт; 2 - миндалекаменный оливиновый базальт.

Иногда в одной подушке содержится несколько пузырей, располагающихся по вертикали друг под другом и соединяющихся между собой тонким проводником. Шары имеют две системы трещин: радиальную и концентрическую, развитую наиболее интенсивно в краевых частях. Благодаря этому оболочка шара часто раздроблена, и ее обломки выполняют межшаровые пространства. Эта межшаровая порода (гиалокластит) иногда целиком заполняет весь промежуток между шарами. В других случаях центральная часть межшарового пространства в форме вогнутого сферического треугольника сложена гидротермальными минералами: кварцем, эпидотом, халцедоном и др.



С шаровыми лавами иногда ассоциируют маломощные (0,1–2,0 м) горизонты и линзы гиалокластитов. Данные образования встречены в районе Б.Левгоры и на горе Мяндуха. Гиалокластиты приурочены к зоне перехода от массивных пород к шаровым лавам и образованы за счет разрушения стекловатых корок последних. Сама переходная зона мощностью около 2 м представлена недоразвитыми и неуспевшими обособиться друг от друга и от массивной части покрова шарами.

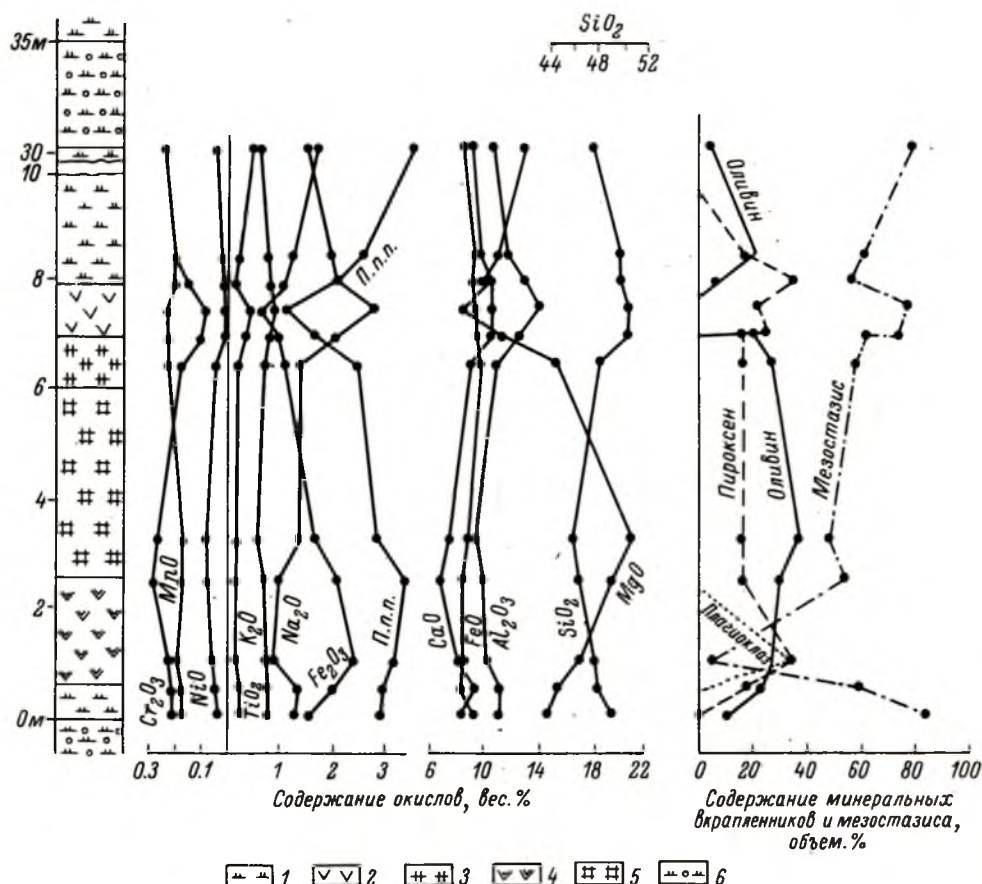


Рис.10. Разрез дифференцированного покрова Б.Левгоры.

1 – оливиновый базальт; 2 – пироксеновый базальт; 3 – среднезернистый оливиновый базальт; 4 – плагиоклазсодержащий оливиновый базальт; 5 – пикритовый базальт; 6 – миндалекаменный оливиновый базальт.

Дифференцированные покровы имеют гораздо меньшее распространение. Наибольшая концентрация их отмечается на горе Голец (рис.4), известны единичные покровы на Б. и М.Левгоре, горах Горелой, Челбак, в районе рр.Иксы и Кожы.

В строении покровов кроме оливиновых базальтов принимают участие горизонты пикритовых, толеитовых и пироксеновых базальтов (рис.10, 11). Мощность таких горизонтов непостоянная, вплоть до выклинивания некоторых из них.

Контакты между всеми разновидностями базальтов, как правило, постепенные, без каких-либо зон закалок, которые всегда отчетливо проявлены в контактах даек и на границе покровов.

Классификация и номенклатура излившихся магматических пород основного состава с давних пор носит дискуссионный характер (Лурье, 1955; Заварицкий, 1956; Устинов, 1959; Kushiro, Kuno, 1963; Macdonald, Katsura, 1964; Йодер и Тилли, 1965). Главный вопрос дискуссии – применять ли двойную номенклатуру для эффузивов.

вов или отказываться от нее – не был решен на последнем петрографическом совещании в Баку (1969 г.).

В рассматриваемом районе эта дискуссия касается эффузивов серии Ветреного пояса, так как они обладают различной степенью изменения (от кайнотипных до палеотипных). В 1838 г. Н.В.Альбов, впервые описавший эти породы, разделил их на две группы: оливиновые базальты и безоливиновые базальты. А.И.Кайряк и В.А.Перевоз-

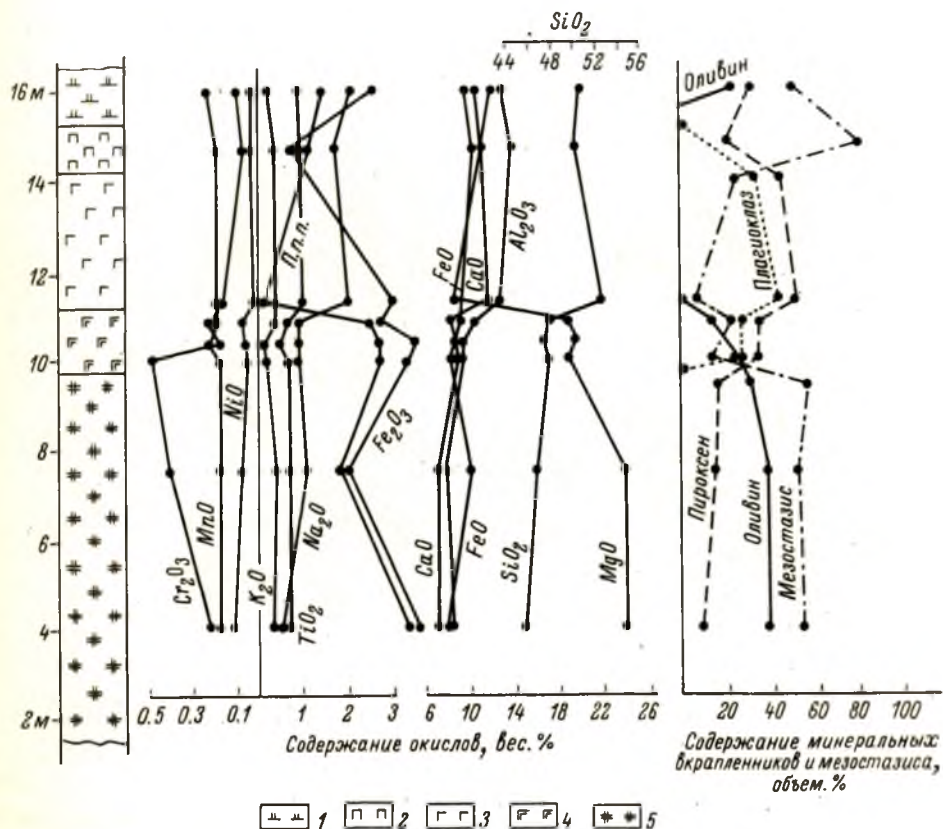


Рис.11. Разрез дифференцированного покрова горы Голец.

1 – оливиновые базальты; 2 – толеитовые базальты, переслаивающиеся с оливиновыми базальтами; 3 – толеитовые базальты; 4 – плаггиоклазсодержащие оливиновые базальты; 5 – пикритовые базальты; 6 – шлаки, гиалокластиты.

чикова (1963), учитывая палеотипный облик значительной части эффузивов, переименовали безоливиновые базальты в диабазы и пироксеновые порфириты, а оливиновые базальты – в пикритовые порфириты. Однако последний термин в настоящее время является весьма неопределенным, так как различные авторы под ним понимают широкий спектр измененных пород от гипербазитов до оливинсодержащих базальтов. Поэтому его использование нужно строго ограничить. То же самое относится и к термину „пироксеновый порфирит“. В связи с этим, очевидно, рационально вернуться к кайнотипной номенклатуре вулканитов серии Ветреного пояса. Специфичность этих пород,

закрывающаяся в наличии большого количества стекловатой фазы и в частом отсутствии модалового плагиоклаза, требует классификации, основанной не только на минералогических принципах, но и с учетом химического состава. Данные требования будут соблюдены, если все базальты района разделить на четыре группы в зависимости от содержания модалового оливина: пикритовый ( $> 30\%$ ), оливиновый (5–30%), толеитовый ( $< 5\%$ ), пироксеновый ( $< 5\%$ ) без плагиоклаза.

Пироксеновый базальт следует рассматривать как разновидность толеитового базальта, получившего собственное наименование благодаря специфическому составу и структурам. По химическому составу эти породы идентичны. Более дробное разделение базальтов в пределах выделенных групп, если в этом возникает необходимость,

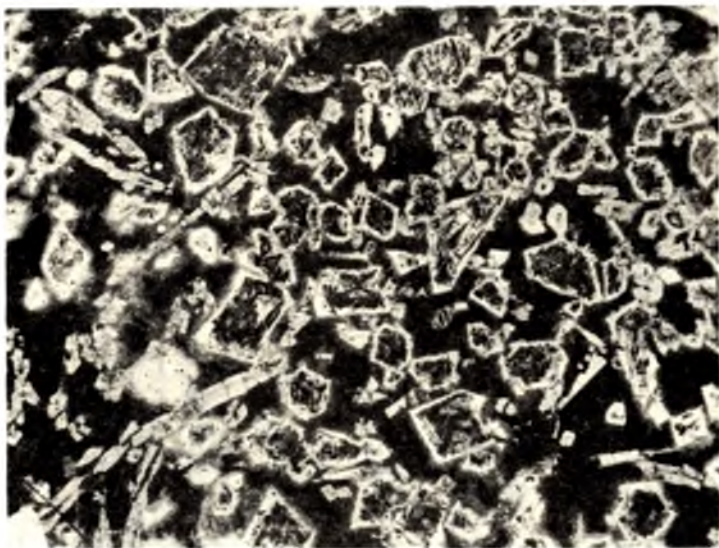


Рис.12. Порфировая структура пикритовых базальтов.

Увел.21, без анализатора.

производится с учетом особенной структуры и минерального состава. Причем эти особенности отражены в прилагательном к названию породы (например, плагиоклаз-содержащий пикритовый базальт). Прилагательное „измененный“ используется при описании пород, претерпевших зеленокаменный метаморфизм. При более высокой степени метаморфизма измененные вулканы называются метаморфической породой (например, актинолит-тремолитовый сланец).

Пикритовые базальты. Данные породы известны лишь в нижних частях дифференцированных покровов. Для них наиболее типична столбчатая отдельность. По внешнему виду это – массивные черные с матовым блеском породы с бурой коркой выветривания.

Текстура породы массивная, но в ряде случаев отмечается трахитоидность, обусловленная ориентированным положением вытянутых кристаллов оливина.

Структура типично порфировая со стекловатой или микролитовой структурой основной массы (рис.12). Порода состоит из оливина, клинопироксена, рудных и вторичных минералов, а также мезостаза, среди которого иногда встречаются лейсты буроватого плагиоклаза.

Оливин составляет от 30 до 55% объема породы. Форма его кристаллов различна, от идеально ограненных призм до скелетных образований (рис.13). Размеры изометричных вкрапленников составляют 0.1–3 мм в поперечнике. У наиболее вытянутых кристаллов длина приближается к 1 см. Оливин по оптическим данным ( $2V = +89^\circ$ ,



$-84^{\circ}$ ;  $Ng' = 1.704-1.706$ ;  $Np' = 1.668-1.700$ ) содержит от 10 до 28% фаялитовой молекулы. Химический состав оливина с Б.Левгоры:  $SiO_2 - 39.65$ ,  $TiO_2 - 0.05$ ,  $Al_2O_3 - 0.52$ ,  $Fe_2O_3 - 0.32$ ,  $FeO - 12.89$ ,  $MnO - 0.20$ ,  $MgO - 45.83$ ,  $CaO - 0.07$ ,  $Na_2O -$  не обн.,  $K_2O -$  не обн.,  $H_2O - 0.08$ , П.п.л. - 0.55,  $Cr_2O_3 - 0.09$ ,  $NiO - 0.14$ ,  $CoO - 0.016$ ,  $\Sigma = 100.40$ ;  $sl - 0.988$ ,  $Ti - 0.001$ ,  $Al - 0.015$ ,  $Fe^{+3} - 0.006$ ,  $Fe^{+2} - 0.270$ ,  $Mn - 0.004$ ,  $Mg - 1.702$ ,  $Ca - 0.003$ ,  $\Sigma = 2.001$ ;  $100 \cdot Fe^{+2} / Fe^{+2} + Mg = 13.7$ .



Рис.13. Скелетные формы иштрателлурического оливина в пикритовых базальтах.  
Увел.26, без анализатора.

В пределах одного покрова состав оливина остается практически постоянным. Лишь в одном случае отмечались зональные кристаллы, у которых центральные части имели состав  $Fe_{15}$ , а краевые -  $Fe_{28}$  (по углу  $2V$ ).

Петрографические наблюдения, без всякого сомнения, показывают, что оливин является первой силикатной фазой, выделяющейся из расплава. Он же и наименее устойчив при метаморфизме. Изменение оливина иногда происходит в несколько стадий. Сначала он замещается иддингситом (?), а тот в свою очередь превращается в серпентин или такие минералы, как тремолит, тальк, хлорит и магнетит.

Пироксен в количественном отношении уступает оливину. Его максимальное содержание достигает 22%, однако в некоторых шлифах он вовсе отсутствует. Клинопироксен представлен двумя формами: таблички размером  $0.1-3 \times 0.2-0.5$  мм и иглы длиной до 2 мм. Таблички в единичных случаях содержат включения оливина. В некоторых шлифах отмечаются изогнутые таблички, что, вероятно, свидетельствует о деформациях, имевших место в процессе движения кристаллов пироксена.

По составу пироксен следует относить к авгиту ( $2V = 46-49^{\circ}$ ;  $c Ng = 38-42^{\circ}$ ;  $Ng' = 1.706-1.711$ ;  $Np' = 1.676-1.686$ ).

Игольчатый пироксен по составу практически не отличается от таблитчатого, но встречается гораздо чаще. Нередко наблюдаются скелетные и дендритные формы, которые в шлифах также имеют игольчатый облик.

Иглы пироксена, как правило, ориентированы перпендикулярно к граням кристаллов оливина, вокруг которых и происходит преимущественный рост авгита. Это свидетельствует о более позднем выделении клинопироксена, центры кристаллизации которого возникали на ранее образованных кристаллах оливина.

Указанные разновидности пироксена обычно не встречаются в пределах одного покрова. И само их формирование, очевидно, связано с различными температурными условиями кристаллизации в разных покровах. Таблитчатый пироксен образовывался при медленном остывании расплава на интервале кристаллизации авгита, а игольчатый – в условиях резкого переохлаждения.

Клинопироксен частично, а иногда и полностью замещается амфиболом ряда актинолита-тремолита, реже – хлоритом.

Мезостазис свежих разновидностей представляет собой бурое тонко раскристаллизованное стекло. При интенсивной раскристаллизации оно превращается в агрегат плагиоклаза и пироксена вариолитовой структуры.

При метаморфизме мезостазис приобретает зеленый цвет и состоит из тонкого агрегата актинолита и альбита.

Рудные минералы, составляющие 1–2%, представлены магнетитом, хромитом, реже – пирротинном, пирилом и халькопиритом. Сульфиды обычно постмагматические, развиты по трещинкам и встречаются редко. У магнетита отмечается три генерации: магнетит-I (вероятно, хромсодержащий), наблюдается иногда в виде вкрапленников изометричной формы в зернах оливина, что свидетельствует о раннемагматической стадии его образования; магнетит-II (титаномagnetит?), представлен рудной пылью в стекловатом мезостазисе и образован в момент раскристаллизации стекла; магнетит-III – пылевидный агрегат, бразованный в результате разложения первичных силикатов; иногда концентрируется в прожилки и неправильной формы скопления.

Хромит наблюдается как в виде хорошо ограненных кристаллов, так и округлых зерен размером от 0.01 до 0.04 мм в диаметре. Иногда отмечаются вкрапленники хромита в зернах оливина, что свидетельствует о более ранней его кристаллизации по сравнению с силикатами. В измененных породах хромит часто обрастает ореолом второго магнетита.

Оливиновые базальты. Данные породы составляют основную часть эффузивной толщи. Они целиком сложены маломощные покровы, шары в шаровых лавах, а также верхние и нижние горизонты дифференцированных покровов. По внешнему виду это – массивные темные породы с буроватой корочкой выветривания.

Текстура массивная или шаровая. В кровле некоторых покровов иногда наблюдается мидалекаменная текстура. Наиболее характерными структурами являются порфировая, псевдоинтерсертальная и их комбинации.

Оливиновые базальты состоят из оливина, клинопироксена, плагиоклаза (редко), рудных и мезостазиса. Часто наблюдаются разновидности, где силикатная фаза представлена только оливином.

Оливин является главным породообразующим минералом, содержание которого варьирует от 5 до 30%. В ряде случаев можно отчетливо наблюдать три его генерации. Оливин-I имеет хорошую огранку, и в шлифах преобладают ромбовидные, прямоугольные и шестиугольные сечения размером более 1 мм. По форме, времени образования и составу оливин-I полный аналог оливинам пикритовых базальтов (рис.14). Химический состав оливина-I из плагиоклазсодержащего оливинового базальта Б.Левгоры:

$\text{SiO}_2$  – 40.54,  $\text{TiO}_2$  – 0.11,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 1.21,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0.36,  $\text{FeO}$  – 12.68,  $\text{MnO}$  – 0.20,  $\text{MgO}$  – 43.34,  $\text{CaO}$  – 0.92,  $\text{Na}_2\text{O}$  – сл.,  $\text{K}_2\text{O}$  – не обн.,  $\text{H}_2\text{O}$  – 0.10, П.п.п. – 0.63,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.13,  $\text{NiO}$  – 0.14,  $\text{CoO}$  – 0.014,  $\Sigma$  = 100.37;  $\text{Si}$  – 1.008,  $\text{Ti}$  – 0.002,  $\text{Al}$  – 0.036,

$\text{Fe}^{+3}$  – 0.009,  $\text{Fe}^{+2}$  – 0.264,  $\text{Mn}$  – 0.005,  $\text{Mg}$  – 1.610,  $\text{Ca}$  – 0.024,  $\Sigma$  = 1.950;  $\frac{100 \cdot \text{Fe}^{+2}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}} = 14$

Оливин-II также имеет изометричную форму, но гораздо меньших размеров (0.1–0.7 мм в поперечнике). Нередко наблюдаются скопления кристаллов, что придает породе гломеропорфировую структуру (рис.15). Оптические константы минерала ( $2V = -87-88^\circ$ ;  $\text{Ng}' = 1.704-1.711$ ;  $\text{Nr}' = 1.668-1.672$ ) указывают на его принадлежность к хризолиту, содержащему 14–20% фаялитовой молекулы.

Хризолит, как правило, бесцветный и только при разложении приобретает буроватую окраску, которая обычно окружает зерна по периферии.

Оливин третьей генерации представлен пластинчатыми формами. Иногда пластинки развиваются непосредственно по оливину второй генерации (рис.16).

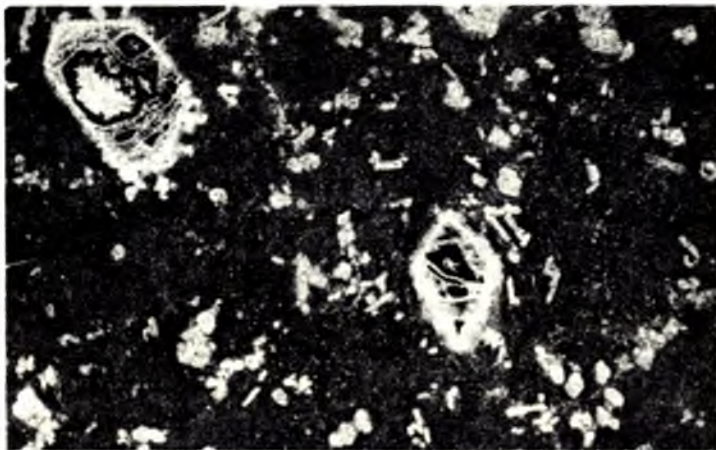


Рис.14. Оливиновый базальт.

Крупные кристаллы – оливин первой генерации, мелкие светлые – псевдоморфозы талька по оливину второй генерации, тонкие иглы в стекловатом базисе – клинопироксен. Увел.18, без анализатора.

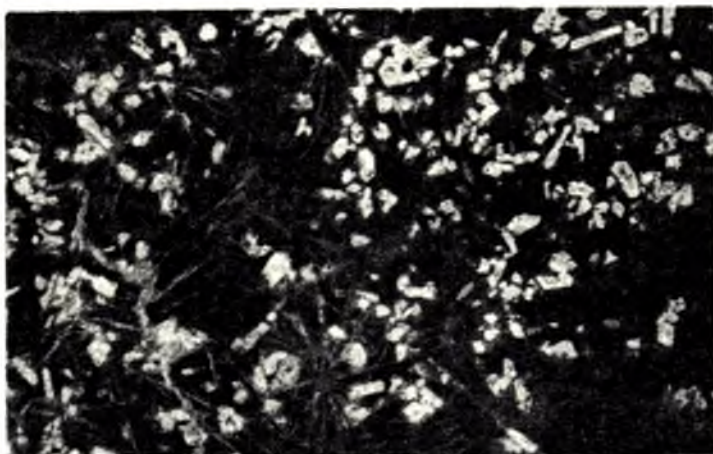


Рис.15. Оливиновый базальт с гломеропорфировой структурой. Светлые кристаллы – оливин второй генерации, радиально-лучистые клинопироксен. Увел.21, без анализатора.



Пластинки оливина толщиной от 0,03 до 0,1 мм и площадью 0,1–3 см<sup>2</sup> обычно создают рисунок псевдоинтерсертальной структуры. Эта структура по внешнему виду похожа на интерсертальную, но отличается от последней тем, что вместо лейст плагиоклаза развиты пластинки оливина (рис.17). Экспериментальное воспроизведение данной структуры, осуществленное нами (Куликов, Калинин, 1971), показало, что она возникает при резком охлаждении расплава оливинового базальта в интервале температур от 1250 до 1150°C. Появление пластинчатого оливина, очевидно, происходит в момент заделки лавы, излившейся в водную среду.

Состав оливина-II не поддается прямому определению, так как этот минерал псевдоморфно замещен вторичными продуктами. Вероятно, он должен быть более железистым по сравнению с оливинами первой и второй генераций. По меньшей мере об этом говорят экспериментальные исследования Н.Ф.Челищева (1970), который показал, что в одном и том же расплаве пластинчатый оливин содержит больше фаялитовой молекулы, чем изометричный.

Продукты замещения оливина, который неизменным сохраняется очень редко, различны на разных участках, но в пределах одного покрова псевдоморфозы по нему выполнены каким-либо одним или двумя минералами. Наиболее часто такими минералами являются: тремолит, тальк, пирофиллит, серпентин, иддингсит и магнетит, реже встречаются кварц, эпидот, биотит.

Пироксен в оливиновых базальтах обычно играет подчиненную роль. В ряде случаев он отсутствует вообще, но иногда его содержание достигает 20%. Как правило, пироксен представлен скелетными формами или кристаллитами (белениты). Чаше всего это иглы длиной до 1 мм при толщине 0,03–0,05 мм. Иголочки встречаются как одинокие, так и скоплениями. Закономерное расположение их в шлифах создает рисунок метельчатых и колосовидных микроструктур.

Гораздо реже встречается пироксен таблитчатого и брусковидного облика. По составу он относится к группе авгита ( $cNg = 42^\circ$ ,  $2V = 40-45^\circ$ ,  $Ng' = 1.695-1.710$ ,  $Np' = 1.676-1.684$ ). Таблички достигают длины 1,5–2 мм при ширине до 0,5 мм и толщине 0,3 мм. Бруски с квадратным сечением 0,04–0,25 мм<sup>2</sup> имеют длину 4–5 мм.

Пластинки пироксена иногда заключают в себе оплавленные резорбированные зерна оливина, что с несомненностью доказывает более раннее выделение оливина по сравнению с клинопироксеном. Об этом же говорят и экспериментальные данные, полученные нами (Куликов, Калинин, 1971) при кристаллизации расплава оливинового базальта. Если первые кристаллы оливина в расплаве появляются при температуре около 1300°, то клинопироксен начинает кристаллизоваться лишь при температуре около 1200°.

Плагиоклаз встречается исключительно редко. В виде тонких лейст его можно наблюдать только в хорошо раскристаллизованных разновидностях оливиновых базальтов в остальных случаях он лишь потенциально содержится в стекловатом мезостазисе.

Мезостазис у рассматриваемых пород претерпевает различные изменения в зависимости от степени метаморфизма самих базальтов. У измененных пород он имеет светлую окраску в шлифах и нацело замещен вторичными минералами: актинолитом-тремолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом и другими. У свежих базальтов мезостазис характеризуется бурой окраской и представляет собой стекло, раскристаллизованное в тончайший сферолитовый агрегат пироксена. Стекло сохраняется чрезвычайно редко: лишь в зонах закалки покровов и подушек шаровых лав. Здесь оно обычно также частично девитрифицировано, но все же удается наблюдать его микрополосчатую структуру. Светлые и темные полосы шириной 0,005–0,02 мм, чередующиеся между собой, различимы только в проходящем свете; при скрещенных николях стекло изотропно.

Рудные минералы представлены хромитом, магнетитом и сульфидами. Хромит образует мелкие (сотые доли миллиметра) изометричные кристаллики с характерной бурой окраской в шлифах при проходящем свете. Магнетит обычно наблюдается в виде рудной пыли.

Постмагматическая сульфидная минерализация представлена преимущественно менакритами пирита размером до 1 см с включениями халькопирита и сфалерита. Реже встречается убогая сингенетическая вкрапленность пирротина, халькопирита и пентландита.

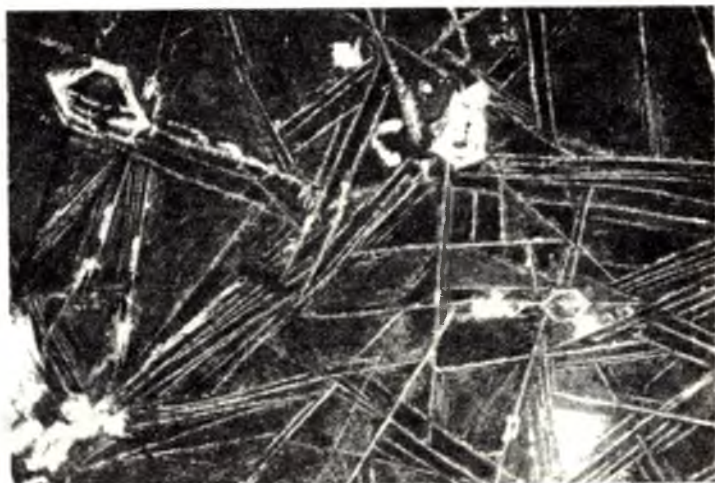


Рис.16. Оливиновый базальт с псевдоинтерсертальной структурой. Изометричные кристаллы – псевдоморфозы талька и тремолита по оливину второй генерации, пластинки – псевдоморфозы этих же минералов по оливину третьей генерации. Увел.21, без анализатора.

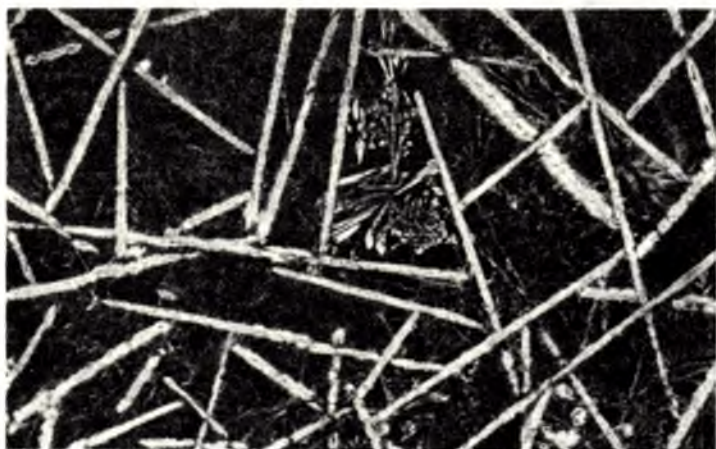


Рис.17. Псевдоинтерсертальная структура оливиновых базальтов. Светлые пластинки – псевдоморфозы талька по оливину третьей генерации, тонкие иглы – клинопироксен. Увел.21, без анализатора.



Рис.18. Толeutовый базальт.  
Увел.21, без анализатора.

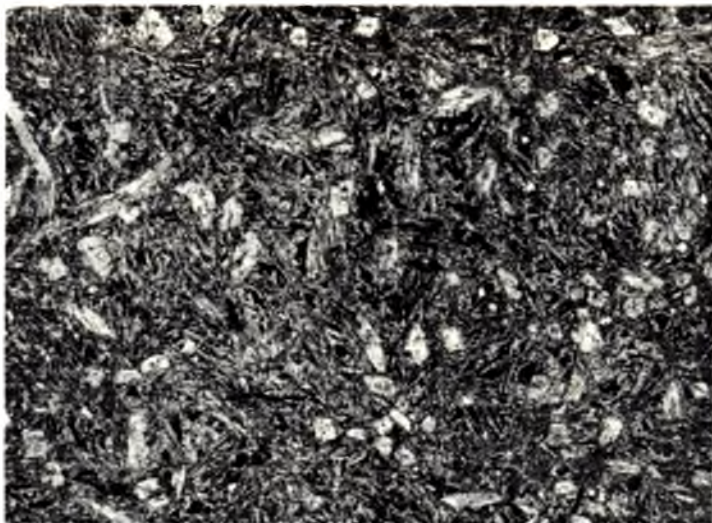


Рис.19. Толeutовый базальт с порфировидной структурой.  
Вкрапленники – клинопироксен первой генерации, основная масса – агрегат клинопироксена-II и плагиоклаза. Увел.21, без анализатора.



Толейитовые базальты. Они встречаются только в дифференцированных породах, нередко ассоциируя с пикритовыми базальтами. Порода черного цвета со стекловатым блеском и серо-зеленой коркой выветривания. Для нее характерна пластовая отдельность в скальных выходах. Текстура массивная, изредка трахитоидная.

Структуры представлены двумя разновидностями: толейитовой (рис.18) и порфировидной с вариолитовой структурой основной массы (рис.19). Порфировые выделения в последнем случае образуют длинные иглы зонального клинопироксена. Существуют постепенные переходы между данными структурами.

Толейитовый базальт состоит из пироксена, плагиоклаза, рудного и мезостазиса, в котором, кроме микролитов плагиоклаза и пироксена второй генерации, изредка встречаются кварц, биотит и хлорофеит (?). В измененных разновидностях широко развиты вторичные минералы.

Клинопироксен, составляющий 45–55% породы, представлен двумя разновидностями (брусковидный и игольчатый), которые совместно не встречаются. Брусковидные кристаллы, достигающие длины 2 мм при сечении  $0.5 \times 0.2$  мм, нередко sdвойникованы. Иногда они образуют тесное пегматоидное срастание с плагиоклазом, которое можно объяснить одновременной кристаллизацией этих минералов. Состав этих клинопироксенов соответствует авгиту ( $2V = 45-48^\circ$ ,  $cNg = 38-42^\circ$ ). Игольчатый пироксен характеризуется зональным строением. Длина кристаллов обычно  $0.5-3$  см при сечении  $0.2 \times 0.2$  до  $0.5 \times 0.5$  мм. Иногда иглы пироксена обладают ориентировкой. В этом случае их длинные оси располагаются нормально к контактам тех прослоев, в которых они развиты.

Зональность строения кристаллов выражается в том, что центральные части образованы пикронитом с углом  $2V$ , близким к  $0^\circ$ , а периферические – авгитом, существенно не отличающимся от первой разновидности.

Порфировидные толейитовые базальты обычно богаты магнием по сравнению с породами толейитовой структуры. Вероятно, это обстоятельство и обуславливает раннее выделение высокомагнезильного клинопироксена.

В процессе изменения пироксен замещается актинолитовой роговой обманкой ( $cNg = 14-16^\circ$ ,  $2V = 72-75^\circ$ ).

Плагиоклаз наблюдается в виде лейст и табличек или в пегматоидном срастании с клинопироксеном. Таблички и лейсты длиной  $0.5-3$  мм при толщине  $0.1-0.3$  мм характеризуются зональным строением.

Кристаллы плагиоклаза, как правило, sdвойникованы по альбитовому закону и относятся к группе лабрадора ( $51-65\% An$ ). В случае зональных кристаллов ядра имеют более основной состав.

В породах с порфировидной структурой нередко встречаются скелетные (футлярообразные) формы плагиоклаза, свидетельствующие о специфических условиях их формирования. Вероятнее всего такие кристаллы возникали в условиях резкого переохлаждения.

Плагиоклазы начинали выделяться несколько позднее пироксена, но заканчивалась их кристаллизация одновременно. О совместном росте этих минералов говорит их взаимное прорастание (пегматоидная структура).

При метаморфизме плагиоклаз обычно замещается тонкозернистым агрегатом эпидота и клиноцоизита, частично альбита.

Мезостазис в отличие от других разновидностей эффузивов раскристаллизован довольно интенсивно, и стекловатое вещество сохраняется очень редко. Основная масса породы представлена тонкозернистым агрегатом клинопироксена и плагиоклаза второй генерации, состав которых определить практически очень трудно ввиду незначительных размеров зерен.

В некоторых шлифах среди мезостазиса встречаются мелкие зернышки кварца, биотита и буро-зеленого минерала типа хлорофеита. В районе М.Левгоры в верхней части горизонта толейитовых базальтов отмечалась своеобразная „миндалекаменная“ текстура породы, где „миндалины“ выполнены темно-бурым слабо раскристаллизованным стеклом с единичными скелетными кристаллами плагиоклаза (рис.20).

Возникновение подобных текстур на востоке Сибирской платформы В.И.Гоньшакова (1962) связывает с ликвацией базальтового расплава.

Количество рудного вещества в толейитовых базальтах достигает иногда 3%. Преобладает титаномagnetит, представленный скелетными кристаллами и рудной пылью в мезостазисе. Он кристаллизуется после плагиоклаза и пироксена. В породе иногда

встречаются скопления хорошо ограненных кристалликов магнетита, заключенных в силикатах. Этот магнетит (очевидно, хромсодержащий) кристаллизовался в раннематематическую стадию. Сульфиды (пирротин, халькопирит, пирит) встречаются чаще по сравнению с пикритовыми базальтами, но, судя по формам развития, они образуются в поздней и постмагматическую стадию.

Пироксеновые базальты. Эти породы известны в дифференцированных покровах. Они или переслаиваются с оливиновыми базальтами (рис.21), или образуют самостоятельные горизонты значительной мощности, как например на горе Голец, ручье Колозерском и р.Иксе.

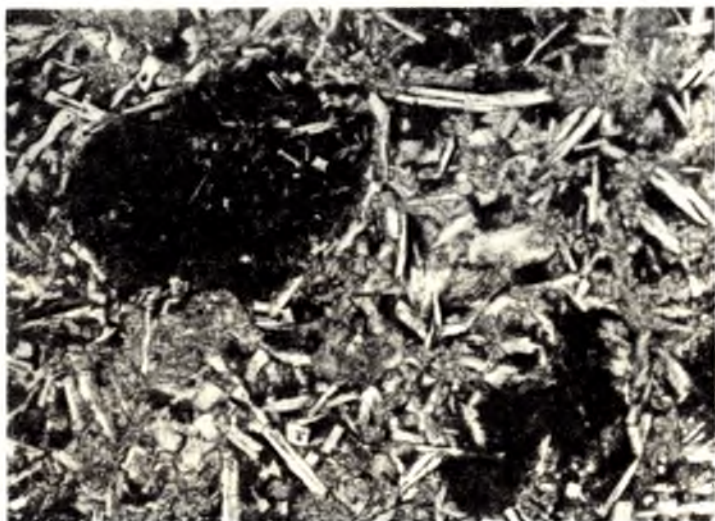


Рис.20. Хлорофетовые обособления в толеитовом базальте. Увел.30, без анализатора.

Текстура породы массивная, сферотакситовая, иногда полосчатая или трахитоидная.

Структуры пироксеновых базальтов разнообразны: порфировые, псевдоинтерсертные, пилотакситовые, вариолитовые (рис.22) и своеобразные параллельно-шестоватые, в которых иглы пироксена ориентированы перпендикулярно слоистости.

Минеральный состав этих пород весьма однороден. Практически здесь присутствуют лишь клинопироксен и рудный, погруженные в стекловатый мезостазис. Очень редко встречаются кристаллики нацело замещенного оливина. Количество пироксена, в зависимости от степени раскристаллизации базальта, изменяется от 20 до 40%. Во всех структурных разновидностях, кроме порфировой, имеет игольчатый облик. В последнем случае кристаллики характеризуются призматическим габитусом.

По составу пироксены разделяются на две разновидности: пикрониты и авгиты. Пикрониты встречаются в ядрах зональных кристаллов пироксена. Для них характерен малый угол оптических осей, близкий к нулю. Периферическая часть этих кристаллов, а также все не зональные образования пироксена представлены авгитами ( $2V = 41-46^\circ$ ;  $cNg = 39-41^\circ$ ), практически мало отличающимися от авгитов других разновидностей базальтового комплекса.

Породы с зональным пироксеном в химическом и структурном отношении близки к толеитовым базальтам с порфировидной структурой. Отличие заключается лишь в более слабой раскристаллизации мезостазиса и отсутствии в первых плагиоклаза.



Рис.21. Переход оливиновых базальтов (верх) в пироксеновые (низ).

Крупные кристаллы – псевдоморфозы тремолита по оливину, мелкие – клинопироксен. Увел.15, без анализатора.

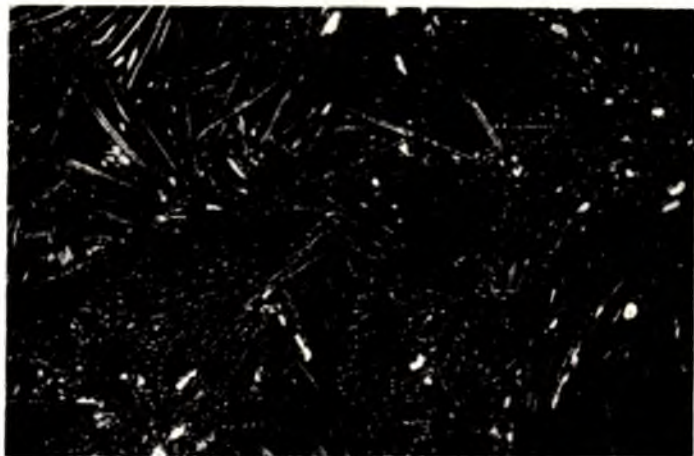


Рис.22. Пироксеновый базальт с вариолитовой структурой.  
Увел.21, без анализатора.



При метаморфизме пироксен обычно замещается амфиболом актинолитовой группы. Мезостазис в свежих разновидностях темно-бурого цвета, нередко содержит мелкие миндалины, выполненные халцедоном. Базис часто раскристаллизован в тонкие вариолитовые сростки пироксена и плагиоклаза.

Рудные минералы, составляющие около 1% породы, представлены магнетитом, хромитом (?) и сульфидами (пирит, пирротин). Сульфиды образуют тонкие прожилки и метакристаллы, свидетельствующие об их поздней и постмагматическом генезисе.

Метаморфизованные вулканы (зеленые сланцы). Эти породы довольно широко развиты на северо-западном и Кожозерском участках лавового плато, а также в зонах разломов на остальной площади развития базальтов.

Сланцы имеют серо-зеленый цвет и характеризуются интенсивным рассланцеванием вплоть до образования милонитов. Иногда отмечается пятнистая текстура за счет порфиробластических новообразований карбоната или биотита. Структура сланцеватая или порфиробластовая со сланцеватой основной тканью.

Минеральный состав пестрый, зависящий как от состава исходной породы, так и характера наложенных гидротермальных процессов. Наиболее широко развиты минералы группы актинолита и тремолита, а также альбит, кварц, эпидот - клиноцоизит, сфен, биотит, карбонаты, пирит, тальк, хлорит, магнетит и др.

Исходными породами для образования зеленых сланцев служили все вышеописанные разновидности базальтов. Вполне возможно, что небольшая часть метаморфических пород возникла за счет вулканокластитов, которые в свежем виде среди базальтов встречаются очень редко.

**Жерловая фация.** Образования, относимые к жерловой фации, встречаются в районе Б.Левгоры и на горе Мяндуха. Они представлены более или менее изометричными в плане (рис.23, 24) телами диаметром 40-150 м. Видимо, в качестве жерловой фации следует рассматривать и трубообразное тело на горе Голец (рис.4).

Контакты некков (трубок взрыва) с вмещающими лавами оливковых базальтов обладают следующими особенностями. Обычно переход от вмещающих эффузивов к вулканическим породам жерловин постепенный, но осуществляется на коротком интервале 0,5-1,0 м. Этот переходный интервал характерен тем, что обломочный материал представлен исключительно теми породами, которые непосредственно примыкают к неку. Расположение же этих обломков говорит о том, что они не перемещались в процессе вулканического извержения, а были раздроблены в момент взрыва и цементированы впоследствии кварцем и другими гидротермальными минералами.

Несмотря на указанные постепенные переходы, контакты некков с вмещающими породами в большинстве случаев явно секущие как в плане, так и в разрезе. Такой секущий характер контактов жерловины отчетливо проявлен на горе Безымянной, где она прорывает горизонт гналокластитов, разделяющий шаровые лавы и базальты с массивной текстурой.

Некки выполнены вулканокластическими породами. Обломки остроугольной формы имеют размеры от песчинок до глыб с поперечником около 1 м. По составу обломочный материал не однороден: здесь встречаются оливковые базальты, пироксеновые базальты, толеитовые базальты, вариолиты и другие разновидности эффузивов серии Ветреного пояса. Все породы интенсивно изменены под воздействием гидротерм.

Цементирующаяся масса в некоторых частях некков представляет собой раздробленное и измененное стекло базальтового состава. Трещинки в нем выполнены гидротермальными минералами: кварцем, эпидотом, актинолитом и др. На остальных участках жерловины эти минералы непосредственно цементируют обломки пород. В жерловине на горе Голец цемент образован исключительно гидротермальными минералами.

Характерно, что среди обломков вулканокластических пород не встречено образований, чуждых серии Ветреного пояса. Это обстоятельство, видимо, следует объяснить тем, что глубина заложения некков была небольшая, сравнимая с мощностью самой толщи базальтов.

Продукты извержения из этих аппаратов пока не установлены. По всей вероятности извержения носили преимущественно эксплозивный характер без значительных излияний лав. Такие вулканы, по классификации Ритмана (1964), относятся к газовым. По времени своего возникновения описываемые трубки взрыва относятся к последней стадии вулканической деятельности на Ветреном поясе. Трубки взрыва, подобные нашим, дав-

но известны в других районах развития вулканогенных пород. В частности, они детально описаны в Шотландии (Geikie, 1902), Швабии (Branco, 1894), на Сибирской платформе (Лурье, Обручев, 1955). В пределах Балтийского щита докембрийские

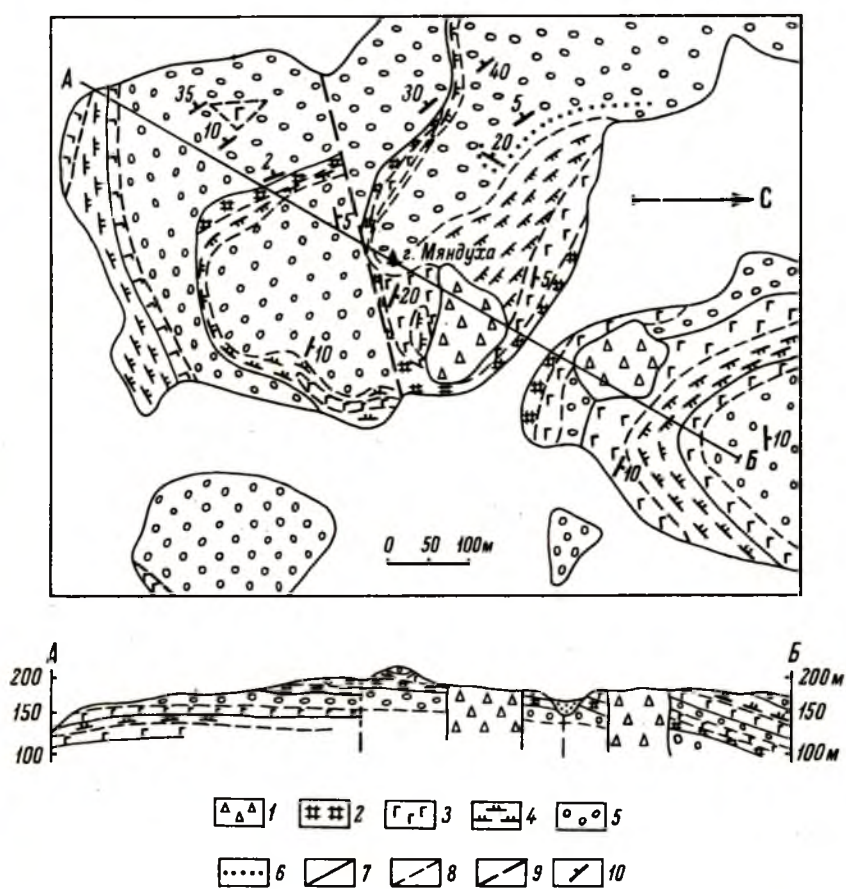


Рис.23. Геологическая карта горы Мяндуха.

- 1 - вулканические брекчии; 2 - среднезернистые оливиновые базальты; 3 - толеитовые базальты; 4 - оливиновые базальты; 5 - шаровые лавы оливиновых базальтов; 6 - гиалокластиты; 7 - контакты покровов; 8 - границы пород; 9 - разлом; 10 - залегание покровов.

трубки взрыва (некки) впервые были обнаружены в Печенгском районе (Загородный и др., 1964), а позднее и в Карелии (Светов, Голубев, 1967; Новикова, Чухмачев, 1968).

Образование трубок, по-видимому, связано с прорывом газов из верхних частей интрузивных тел.

Подводящие каналы для трещинных излияний базальтов, вероятно, расположены южнее края Ветреный пояс и частично вдоль краевого разлома на границе с Беломорским блоком, где геофизические данные показывают наличие узких линейных аномалий. Последние, очевидно, фиксируют те зоны в земной коре, по которым магма поступала на поверхность. В настоящее время они выполнены интрузивными телами основных и ультраосновных пород.

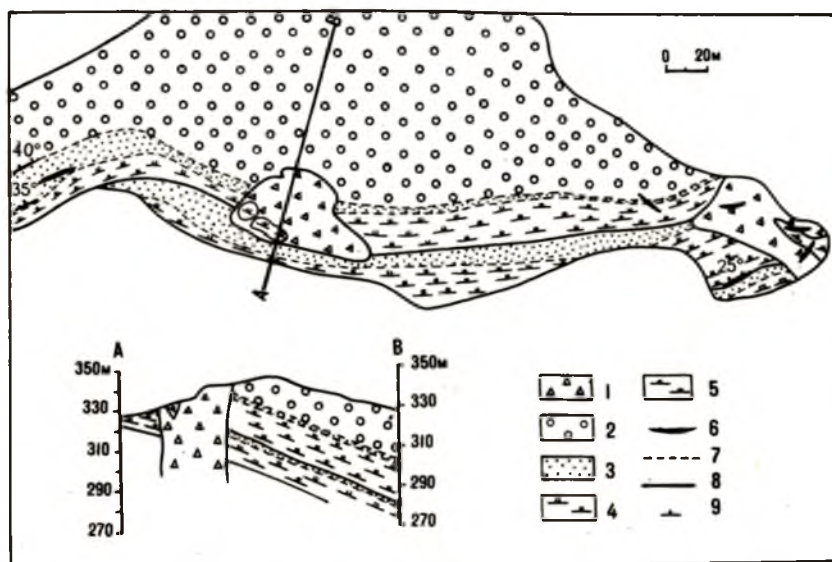


Рис.24. Геологическая карта горы Безымянной.

1 - вулканические брекчии; 2 - шаровые лавы оливин-овых базальтов; 3 - гналокластиты; 4 - оливин-овые базаль-ты зеленокаменного облика; 5 - оливин-овые базальты кай-нотипного облика; 6 - жилы плагиоклаз-содержащих оливин-овых базальтов; 7 - границы пород; 8 - контакты покров-ов; 9 - залегание покровов.

**Субвулканическая фация.** К данной фации условно отнесены маломощные силлопо-добные тела основных пород, встреченные на р.Коже и восточнее горы Голец. Эти тела, залегающие в кровле нижней толщи серии Ветреного пояса, интенсивно измене-ны и превращены в актинолитовые габбро-амфиболиты. По химическому составу они наиболее близки к эффузивам серии Ветреного пояса. По мнению В.Д.Слюсарева, к данной фации следует относить некоторые тела пикритовых и толентов базальтов на горе Голец. В целом же субвулканическая фация изучена недостаточно.

#### Плутоническая фаза

Интрузивные образования комплекса представлены уралитовыми габбро-габбро-диа-базами и перидотитами верлитового и лерцолитового состава. Эти разновидности по-род являются наиболее распространенными представителями плутонических образова-ний района. Развиты они повсеместно среди осадочно-вулканогенных пород протерозоя и гранитоидов фундамента. Интрузии габбро и перидотитов характеризуются тесной пространственной связью и образуют единый и довольно мощный габбро-перидотитовый пояс, согласный с общим северо-западным простиранием структурной зоны, повторяя и подчеркивая как ее первичный план, так и контуры наложенной приразломной



инклинали. Распределение интрузий внутри пояса контролируется северо-западными родольными и северо-восточными поперечными зонами разломов, приуроченных к часткам сочленения различных структурно-фациальных зон или ограничивающих тектонические блоки (рис.1). Интрузии габброидов развиты более широко по сравнению с перидотитами.

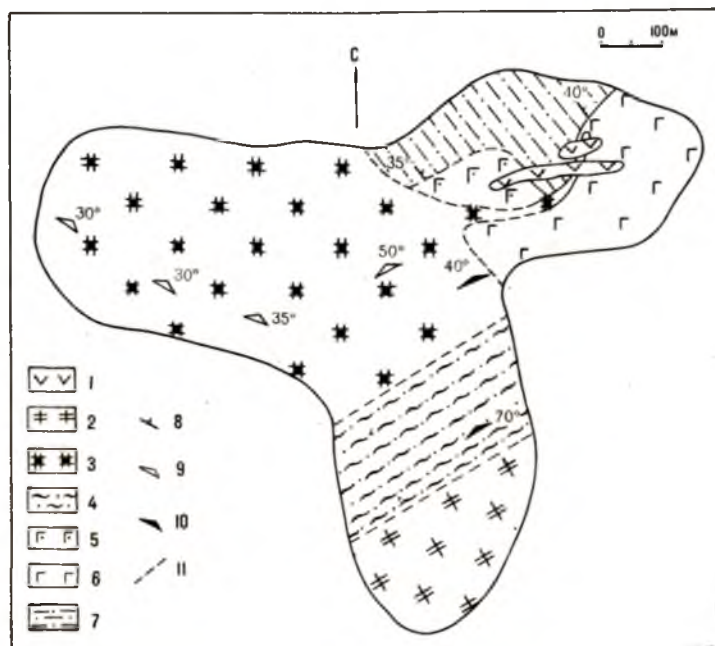


Рис.25. Дифференцированная интрузия Колозера.

1 - дайки амфиболитизированных диабазов; 2 - аполерцолитовые серпентиниты; 3 - плагиоклазовые перцолиты и серпентиниты по ним; 4 - тремолитизированные аполерцолитовые серпентиниты; 5 - габбро-пегматиты, генетически связанные с габброидами; 6 - уралитовые габбро; 7 - туффиты и песчаники; 8 - слоистость; 9 - полосчатость; 10 - сланцеватость; 11 - контакты предполагаемые.

Ультрабазиты прорывают габброиды (рис.25, 26), что свидетельствует об антидромной направленности интрузивного магматизма комплекса. В подавляющем большинстве случаев контактные взаимоотношения габброидов и перидотитов затухеваны процессами рассланцевания и наложенной амфиболитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, биотитизацией и клинопироксенизацией. На основе тесной пространственной связи подобные эндоконтактные продукты метаморфизма габброидов и перидотитов ошибочно принимались за первично магматические промежуточные дифференциаты (Перевозчикова, 1960; Кайряк, Перевозчикова, 1963), и на этом основании выделялись единые глубоко раздифференцированные массивы.

Уралитовые габбро и габбро-диабазы. Распределение интрузивных тел в пределах пояса неравномерное. Большинство их сосредоточено в центральной части района среди поля основных вулканитов тунгудской серии и нижней толщи серии Ветреного пояса (рис.1). Размеры массивов различны. Некоторые из них прослеживаются по простиранию на 5-6 км при относительно малой мощности порядка 500-600 м, а другие едва

достигают мощности 100 м и протяженности в несколько сот метров. По форме преобладают пластинкообразные тела, в большинстве своем согласные с залеганием вмещающих пород (рис.3), реже наблюдаются секущие взаимоотношения (рис.25); установленные в отдельных случаях непосредственные контакты габброидов с вмещающими породами свидетельствуют о их типично интрузивном характере. Например, в приконтактовой части интрузии района Колозера установлены ксенолиты вмещающих туфогенно-осадочных пород (рис.27), а в районе порога Падун на р.Коже, где амфиболиты (видимо, субвулканическая фация) серии Ветреного пояса прорываются габброидами, в эндоконтакте последних наблюдается 60–80-сантиметровая зона закалки, представленная мелкозернистыми диабазами.

Интрузивные тела габбро и габбро-диабазов отличаются простотой и однородностью внутреннего строения, постоянством структурно-минералогических особенностей независимо от состава вмещающих пород и тектонического положения в пределах структур

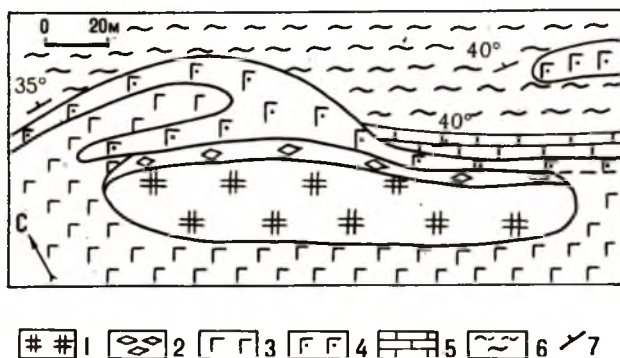


Рис.26. Интрузия аповерлитовых серпентинитов среди уралитовых габбро (северный берег Кожозера).

1 – серпентиниты; 2 – хлорито-тремолитовые породы по серпентинитам; 3 – уралитовые габбро; 4 – габбро-пегматит; 5 – мраморизованные известняки; 6 – туфиты и туфопесчаники; 7 – слоистость.

ной зоны. Интрузии сложены среднезернистыми однородными массивными, иногда полосчатыми породами светлого серовато-зеленого цвета с отчетливо выраженными блас-топорфировыми структурами (рис.28), обусловленными псевдоморфным замещением первичного пироксена бледно-зеленой волокнистой роговой обманкой ( $cNg = 12-18^\circ$ ,  $2V = -(76-80^\circ)$ ,  $Ng-Np = 0.023-0.026$ ). Содержание первичного клинопироксена ориентировочно составляло 40–50%, реликты его встречаются редко и были отмечены только в нескольких случаях В.С.Трофимовым в 1939 г. Судя по оптическим данным ( $cNg = 39-41^\circ$ ,  $2V = 55-58^\circ$ ,  $Ng-Np = 0.027-0.029$ ), он относится к промежуточному типу ряда диопсида-авгита. Порфировидный характер выделения и резко выраженный идиоморфизм амфиболовых псевдоморфоз по пироксену свидетельствуют о более раннем выделении последнего по сравнению с плаггиоклазом. Плаггиоклаз полностью замещен соссуритовым агрегатом, составляющим основную массу породы; из аксессуарных обычен сфен и апатит, из рудных отмечается редкая сульфидная вкрапленность (халькопирит, пирит, пирротин), ильменит и титаномагнетит.

По направлению к эндоконтактным зонам интрузивов габбро постепенно сменяются крупнозернистыми порфиробластическими амфиболитами, массивными или сланцеватыми, реликты первичных структур отсутствуют. Наиболее мелкие тела полностью превращены в амфиболиты.

С габбро генетически связаны габбро-пегматиты. В одних случаях это жилородные или шпировидные тела неправильной формы размером от десятков сантиметров до

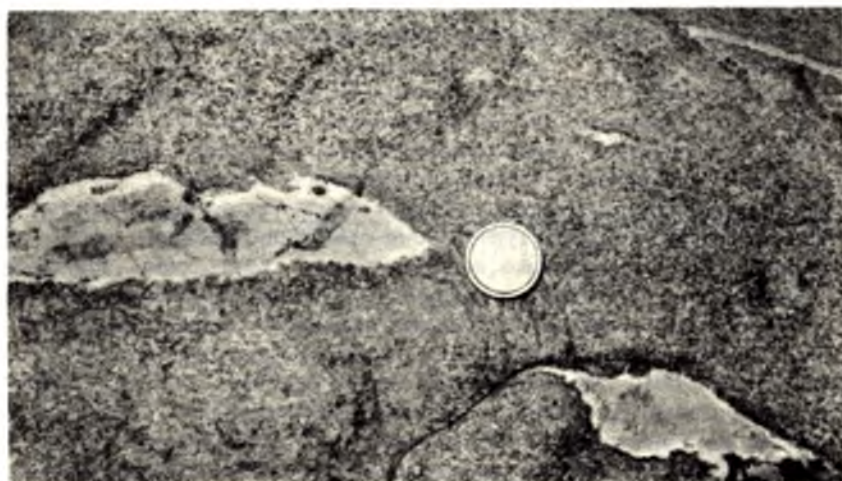


Рис.27. Ксенолиты туфосланцев в уралитовом габбро.



Рис.28. Бластопорфировая структура в уралитовом габбро  
(псевдоморфозы волокнистой роговой обманки по клинопироксену).  
Увел.21, без анализатора.



нескольких метров, более всего тяготеющие к кровле интрузий. Они связаны постепенными переходами с вмещающими их габброидами. Зоны обогащения габбро-пегматитовым материалом выдержаны по простиранию и иногда прослеживаются на несколько километров. Встречаются и довольно крупные, жильные, нередко секущие тела как внутри массивов, так и за их пределами во вмещающих породах (рис.25, 26). Пегматитовидные разности, как и габбро, состоят в основном из сильно сосюритизированного плагиоклаза, волокнистой роговой обманки, часто присутствует голубой кварц, апатит, встречается турмалин.

Интрузии уралитовых габбро отличаются весьма бедной сингенетической рудной минерализацией. Она представлена редкой укрепленностью ильменита и титаномагнетита и единичными зернами сульфидов (халькопирит, пирит, пирротин). Иногда отмечается повышенное содержание сульфидов в габбро-пегматитовом материале.

Аповерлитовые серпентиниты, лерцолиты и аполерцолитовые серпентиниты. Распределение интрузий перидотитов в структурной зоне крайне неравномерное, но их тектоническое положение более определено по сравнению с габброидами. Ультрабазиты формируют две прерывистые и в целом параллельные полосы внутри габбро-перидотитового пояса. Южная полоса располагается вдоль северо-восточной границы Калгачинского тектонического блока центральной части района и только небольшая часть интрузий ограничивает этот блок с северо-запада и юго-востока. Северная вытянута вдоль юго-восточной границы наложенной синклинали структуры, причем в районе Кожозера эта полоса раздваивается на две: первая, субмеридиональная среди зеленосланцевой толщи парандовской серии, а вторая уходит в юго-восточном направлении вдоль границы приразломной структуры. Распределение интрузивных тел внутри самих указанных полос также неравномерное. Нередко максимальное их количество сосредоточивается в участках пересечения северо-западной и северо-восточной зон разломов (район озер Нюхозера, Калгачинского, Кожозера).

Основная часть массивов согласна с залеганием вмещающих пород, и в зависимости от их дислокаций отмечаются крутопадающие (рис.29) и пологозалегающие тела. Реже встречаются секущие интрузивные тела. Это район Роингоры (рис.30), р.Кожин (рис.2), р.Виленги, Колозера (рис.25), зона тектонического контакта гранитоидов фундамента с зеленосланцевыми образованиями парандовской серии, северо-восточные разломы вдоль границ тектонического блока.

Размеры массивов колеблются в широких пределах. Наиболее крупные из них достигают 5-6 км в длину при мощности порядка 400-600 м. Но в большинстве случаев интрузии прослеживаются по простиранию на 1-2 км, а мощность не превышает 200-300 м. Наряду с довольно крупными телами встречаются и совсем небольшие массивы, мощность которых не выходит за пределы нескольких десятков метров. Форма массивов в плане обычно удлиненная, линзовидная, иногда дугообразная. Извилистые и неправильные контуры массивов обусловлены, судя по геофизическим данным, наличием гидротермально метаморфизованных серпентинитов с пониженной магнитностью в эндоконтактных зонах.

По характеру внутреннего строения, петрографо-минералогическим и структурным особенностям среди перидотитов выделяются две группы: 1) аповерлитовые серпентиниты, 2) лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты и серпентиниты по ним. Отдельно выделены аллометаморфические производные по серпентинитам обеих групп.

Аповерлитовые серпентиниты. Данные породы являются преобладающими и наиболее типичными представителями среди перидотитов. Ими сложено подавляющее большинство известных интрузивных тел. По характеру внутреннего строения это простые недифференцированные массивы, сложенные однородными породами. Только в одном случае установлена слабо проявленная дифференциация, выраженная в появлении плагиоклазосодержащих верлитов с примесью ортопироксена (рис.28), аналогичных плагиоклазовым лерцолитам второй группы. Мощность этой зоны, приуроченной к всياщему боку интрузии, достигает 40 м, переходы к вмещающим бесполовошпатовым разновидностям постепенные.

По внешнему облику серпентиниты отличаются весьма характерной для них и независимой от степени серпентинизации бурой окраской на выветрелой поверхности и порфировидными структурами, обусловленными крупными кристаллами клинопироксена. В свежем изломе они матово-черные с зеленоватым оттенком.

Верлиты почти нацело серпентинизированы, реликты первичных минеральных фаз редки и встречаются только на отдельных участках. Поэтому судить о первичномаг-

матическом количественном соотношении основных породообразующих минералов весьма трудно или попросту невозможно. Верлиты представлены, по сути дела, двухминеральной оливин-клинопироксеновой породой. Ориентировочное содержание оливина колеблется в пределах 50-70%, клинопироксена - 30-45%. Отличительная особенность перидотитов - наличие единичных зерен буровой роговой обманки, изредка плагиоклаза и ортопироксена, обычно присутствует биотит, постоянной аксессуарной примесью являются хромшпинелиды и магнетит первичный и вторичный, встречается апатит, установлено самородное железо и свободный углерод; но основная роль принадлежит минералам группы серпентина.

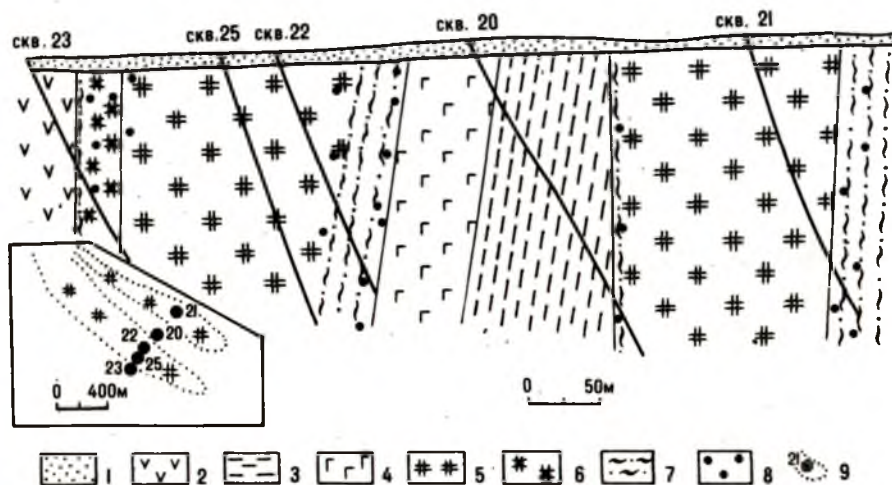


Рис.29. Интрузии аповерлитовых серпентинитов среди вулканитов тунгудской серии (участок Пулозера-1).

1 - четвертичные отложения; 2 - диабазы и мандельштейны; 3 - зеленые сланцы; 4 - уралитовые габбро; 5 - аповерлитовые серпентиниты; 6 - плагиоклазсодержащие аповерлитовые серпентиниты; 7 - тремолитовые и хлорито-тремолитовые сланцы; 8 - вторичная клинопироксенизация; 9 - контуры магнитных аномалий и положение скважин в плане.

Первичный минеральный состав, по данным пересчета (оливин - 60%, клинопироксен - 12%, ортопироксен - 28%) по методу Н.Д.Соболева (1952), отклоняется от реального.

Порядок кристаллизации нормальный (хромит, оливин, клинопироксен, роговая обманка, биотит).

Оливин в шлифах бесцветный и в большинстве случаев полностью серпентинизирован, но контуры серпентиновых псевдоморфоз по нему отчетливо наблюдаются. Он представлен удлиненными ромбовидными или округло-овальными корродированными зернами размером от десятых долей до 2-4 мм. Наибольшая степень резорбции присуща оливиновым кристаллам, пойкилитически включенным в клинопироксены (рис.31), а максимальным идиоморфизмом обладают самые крупные кристаллы, располагающиеся в промежутках между порфиловыми выделениями клинопироксена. Они окружены многочисленными более мелкими и ксеноморфными зернами оливина, зачастую брекчированы, нередко субпараллельно ориентированы с образованием флюидальноподобных текстур течения. Максимальные размеры наиболее идиоморфных выделений оливина, их субпараллельная ориентировка и дробление могут свидетельствовать, во-первых, о наиболее ранней, очевидно, интрателлурической кристаллизации части оливина и, во-вторых, о



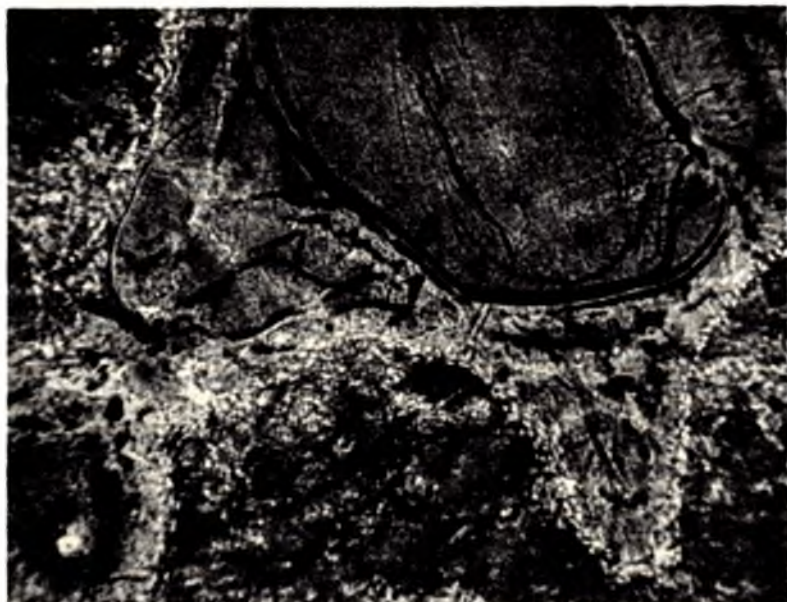


Рис.31. Резорбция пойкилитовых включений оливина (верх) среди клинопироксена (низ).

Увел.85, без анализатора

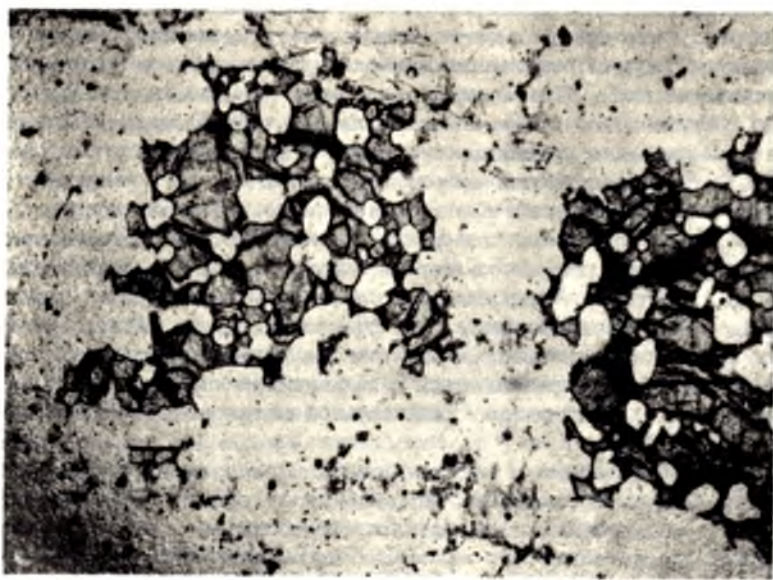


Рис.32. Реликты порфировидных зерен клинопироксена с серпентиновыми псевдоморфозами по оливиану в серпентинитах.

Увел.23, без анализатора.



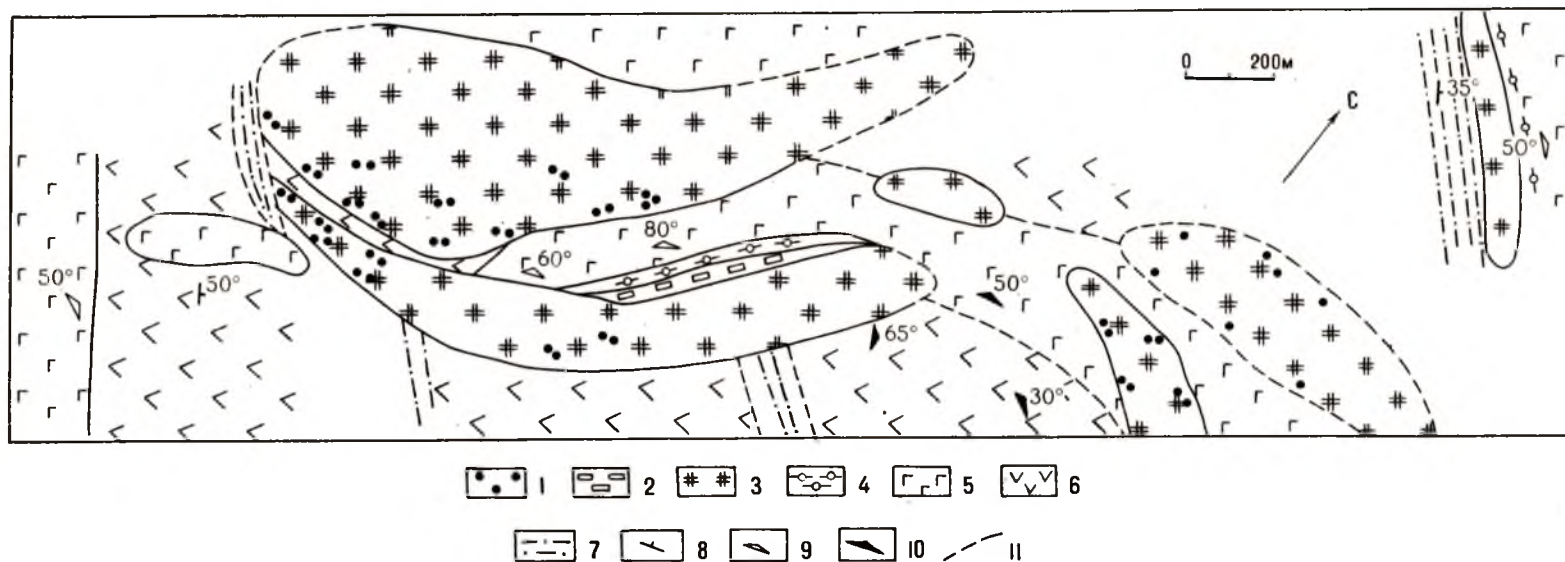


Рис.30. Схематическая геологическая карта района Роингоры-горы Бабьей.

1 - вторичная клинопироксенизация; 2 - родингиты; 3 - аповерлитовые серпентиниты; 4 - актинолитовые амфиболиты по габброидам; 5 - уралитовые габбро; 6 - эффузивные диабазы тунгудской серии и зеленые сланцы по ним; 7 - метаморфизованные туффы и туфопесчаники; 8 - слоистость; 9 - полосчатость; 10 - сланцеватость; 11 - предполагаемые границы.

реакционных взаимоотношениях и кристаллизации основной массы оливина в процессе движения или *in situ*.

По оптическим данным ( $2V = +88-90^\circ$ ,  $Ng-Np = 0.036-0.037$ ), оливин относится к высокомагнезиальному хризолиту с 13-15% фаялитовой молекулы. Рентгеноструктурные данные (обр. 1550/a:  $J = 10$ ,  $d = 2.776 \text{ \AA}$ ,  $hkl -130$ , 14-15% Fa; обр. 358:  $J = 10$ ,  $d = 2.772 \text{ \AA}$ ,  $hkl -130$ , 13-14% Fa), для расшифровки которых использовались графики зависимости  $d_{130}$  от состава (Дир и др., 1965), дают хорошее совпадение с оптикой. Железистость оливина несколько выше средней для перидотитов (Дир и др., 1965) но значительно меньше по сравнению с оливинами трапловых образований платформ (Уокер, Пальдерварт, 1950; Лебедев, 1962) или платформенных основных пород ют-ния Балтийского щита.

Клинопироксен меньше подвержен серпентинизации и лучше сохранился. Он образует крупные порфиroidные зерна округлой формы размером до 1 см и более. Они обычно насыщены пойкилитовыми включениями оливина, псевдоморфно замещенными серпентином (рис.32).

В шлифе пироксен бесцветен, не плеохроит. Состав пироксена, судя по оптическим константам ( $cNg = 36-42^\circ$ ,  $2V = 49-56^\circ$ ,  $Ng-Np = 0.027-0.031$ ), довольно устойчив и относится к промежуточной разновидности между диопсидом и авгитом. Роговая обманка встречается редко и в незначительном количестве (до 2-1%). В шлифе она буровато-желтая с хорошо выраженным плеохроизмом, буровато-красным по Ng и светлым буровато-желтым по Np. По характеру плеохроизма и оптическим константам ( $cNg = 9-10^\circ$ ,  $2V = -80^\circ$ ) относится к керсутиту. Керсутит, как и пироксен, встречается в виде самостоятельных порфиroidных выделений до 1-2 мм в поперечнике с пойкилитовыми включениями серпентиновых псевдоморфоз по оливину или образует каймы обрастания вокруг зерен пироксена. В свою очередь по керсутиту развивается биотит и также в виде реакционных кайм. Нередко среди биотита сохраняются корродированные остатки роговой обманки. В приконтактовых зонах керсутит наряду с пироксеном замещается бесцветным тремолитовым амфиболом.

Биотит в перидотитах присутствует повсеместно в незначительных количествах от единичных зерен до 2-3%. Представлен наиболее ксеноморфным интерстиционным минералом коричневого цвета. Плеохроит от темно-коричневого по Ng до соломенно-желтого по Np. Чаще всего представлен крупными кристаллами, состоящими из изолированных и одновременно угасающих участков в промежутках между зернами оливина и пироксена. Характерна тесная ассоциация и сростки биотита с магнетитом. Кроме реакционных взаимоотношений и интерстиционного развития для биотита характерны также, по терминологии Джексона (Jackson, 1961), вторичные замещения, вызванные кристаллизацией минерала в поровых пространствах и последующим проникновением его по трещинкам в пироксены и оливины. Свежий биотит редок и сохраняется в наименее серпентинизированных участках породы, частично замещаясь тонкочешуйчатым серпентино-хлоритовым агрегатом травяно-зеленого цвета. С ростом степени серпентинизации биотит разлагается с выделением пылевидных окислов железа и замещается бесцветным хлоритом с аномальной индигово-синей интерференционной окраской.

Плагноклаз встречен только в одном массиве. Представлен резко ксеноморфными реликтовыми зернами, содержание его колеблется от единичных зерен до 10%. Он почти полностью замещен изотропным или тонкозернистым серпентино-хлоритовым материалом травяно-зеленого цвета с примесью тонкочешуйчатого бесцветного хлорита. Присутствие подобного интерстиционного травяно-зеленого агрегата и в ряде других массивов верлитов, возможно, свидетельствует о наличии в них некоторой примеси плагноклаза.

Ортопироксен в ассоциации с плагноклазом встречается в виде единичных таблитчатых зерен с пойкилитовыми включениями оливина и обладает значительно большим идиоморфизмом по сравнению с клинопироксеном.

Хромит представлен наиболее идиоморфными зернами размером от 0.01 до 0.06 мм в поперечнике. Содержание его в отдельных шлифах достигает 1%. Встречается преимущественно в виде включений среди кристаллов оливина или серпентиновых псевдоморфоз по нему и пироксена. По периферии замещается магнетитом.

Магнетит первичный встречается реже и также обычно в виде пойкилитовых включений среди реликтового оливина и пироксена. Содержит пластинчатые вроски ильменита, по краям замещается мартитом. Вторичный магнетит наиболее широко развит

в породах с бесцветным серпентином, где его содержание достигает 5–10%. Представлен пылевидной вкрапленностью или обособляется в прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 15–20 см. Содержание  $\text{NiO}$  в чистом магнетите достигает 0,07% (Альбов, 1939), как установлено Н.В.Альбовым в 1939 г.

Самородное железо (Бетехтин, Альбов, 1940; Трофимов, 1940) тесно ассоциирует со вторичным магнетитом, замещая последний, и, по мнению А.Г.Бетехтина, генетически связано с заключительным этапом серпентинизации, когда парциальное давление кислорода резко падало. Появление самородного железа, связанного с процессом серпентинизации, установлено и в ряде других районов (Nickel, 1958), нередко в ассоциации с графитом (Krishnarao, 1964).

Присутствие свободного углерода в ряде массивов района было установлено В.С.Трофимовым (1940), и, по его данным, представлено тонкораспыленной вкрапленностью графита.

Сульфидная минерализация, преимущественно эпигенетическая (пирит, пирротин, халькопирит, редко пентландит), в перидотитах отмечается крайне редко. В наиболее свежих разновидностях верлитов сульфидная минерализация практически отсутствует. Как отмечали еще А.Г.Бетехтин и Н.В.Альбов (1940), сульфидная вкрапленность появляется обычно среди наиболее серпентинизированных разновидностей верлитов в виде примазок по трещинам и в зальбандах прожилков эмалевидного серпофита. Нередко она появляется в приконтактных хлорито-тремолитовых породах или в зонах наиболее интенсивного рассланцевания, сопровождаясь карбонатизацией.

Петрографические наблюдения свидетельствуют о довольно сложном процессе метаморфического преобразования верлитов. Как уже отмечалось ранее, несерпентинизированные разновидности верлитов в изученном районе отсутствуют, наиболее свежие породы обычно развиты в центральных частях массивов, пироксен, как правило, менее серпентинизирован, чем оливин. С начальными этапами метаморфизма перидотитов связано замещение оливина буровато-красным агрегатом идингсита(?) в позднемагматическую стадию. Затем по оливину начинает развиваться желтый изотропный или тонковолокнистый серпентин с образованием петельчатых структур. Развитие этого процесса дальше ведет к полной серпентинизации оливина и исчезновению идингсита, развитию серпентина по трещинкам в пироксене. Завершается этот этап всеобщей серпентинизацией. Причем весьма своеобразной особенностью серпентинитов является сохранность первичных структурных особенностей (рис.33) и отсутствие вторичного магнетита, что наряду с бурыми окрасками при выветривании является характерной чертой автометаморфической серпентинизации (Штейнберг и др., 1969).

Для центральных частей массивов процесс серпентинизации в большинстве случаев на этом и заканчивается. С последующей серпентинизацией, охватывающей преимущественно периферийные зоны интрузивных тел или наиболее мелких из них, связано замещение желтого псевдоморфного серпентина и травяно-зеленого хлорито-серпентинового промежуточного агрегата более крупнокристаллическим бесцветным серпентином. Этот процесс сопровождается существенным выделением вторичного магнетита (рис.34) и исчезновением первичных структурных особенностей. Для диагностики серпентиновых минералов использовался термический анализ наиболее типичных серпентинитов. На кривых нагревания (рис.35) четко выделяется эндотермический эффект в интервале 575–725° (температурный интервал максимума 660–680°) и чрезвычайно сильно проявлен экзотермический эффект, пик которого заключен в узком интервале температур 796–804°. Подобный характер кривых и их сходство с синтетическими и природными хризотилами и лизардитами свидетельствуют о принадлежности изучаемых серпентинитов к лизардит-хризотилowym разновидностям с примесью брусита. В отличие от антигоритовых серпентинитов гипербазитового комплекса в исследуемых серпентинитах основные потери конституционной воды (7,5% для обр.скв.19/3 и 9% для обр.358) происходят более плавно и в более широком температурном интервале (500–750°).

Таким образом, по совокупности ряда данных для верлитов характерна преимущественно автометаморфическая лизардит-хризотиловая серпентинизация.

Лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты и серпентиниты по ним. Эти разновидности пород в отличие от верлитов развиты в подчиненном количестве. В настоящее время известно только четыре массива, сложенных лерцолитами. Характерной особенностью интрузивных тел является пространственная приуроченность к полосе развития туфогенно-осадочных пород (рис.25), слабо проявленная дифференциация, порфириовидные и первичномагматические слоистые текстуры, наличие жильных



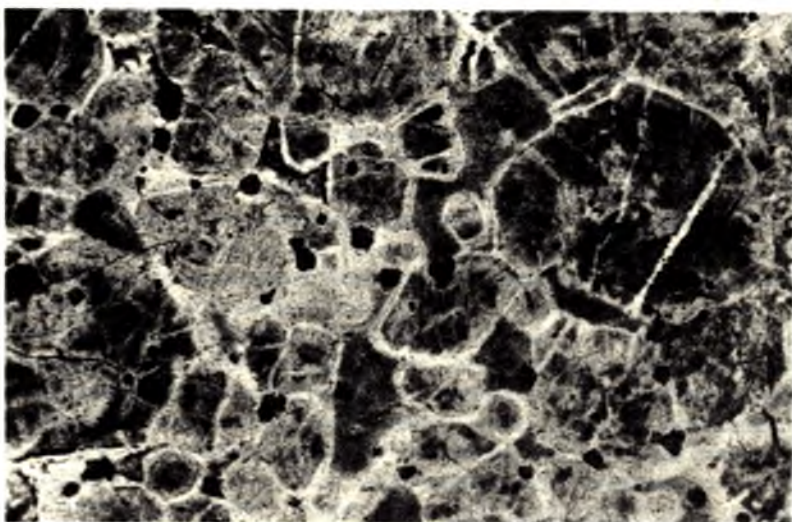


Рис.33. Аповерлитовый серпентинит.

Отчетливо видны первичные контуры зерен оливина, замещенные желтым серпентинитом, по периферии развиваются каймы бесцветного крупнозернистого серпентина (белое). Промежутки между оливинами выполнены травяно-зеленым материалом.

Увел.23, без анализатора.

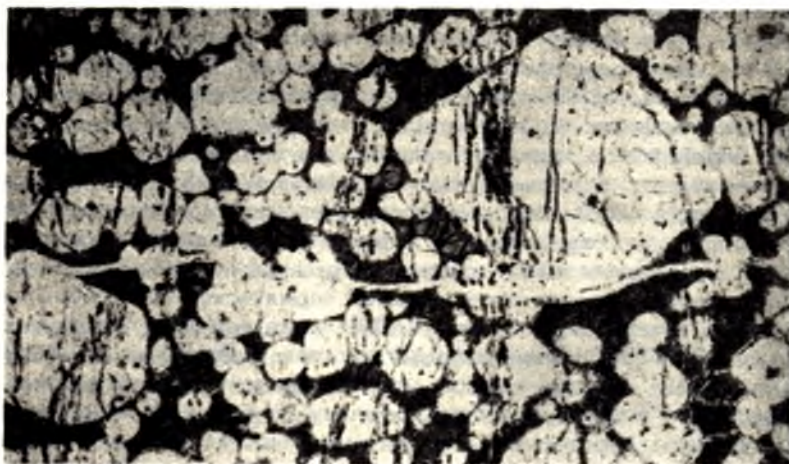


Рис.34. Пойкилитовые включения серпентиновых псевдоморфоз по оливину (белое) среди реликтового клинопироксена, обогащенного пылевидным вторичным магнетитом.

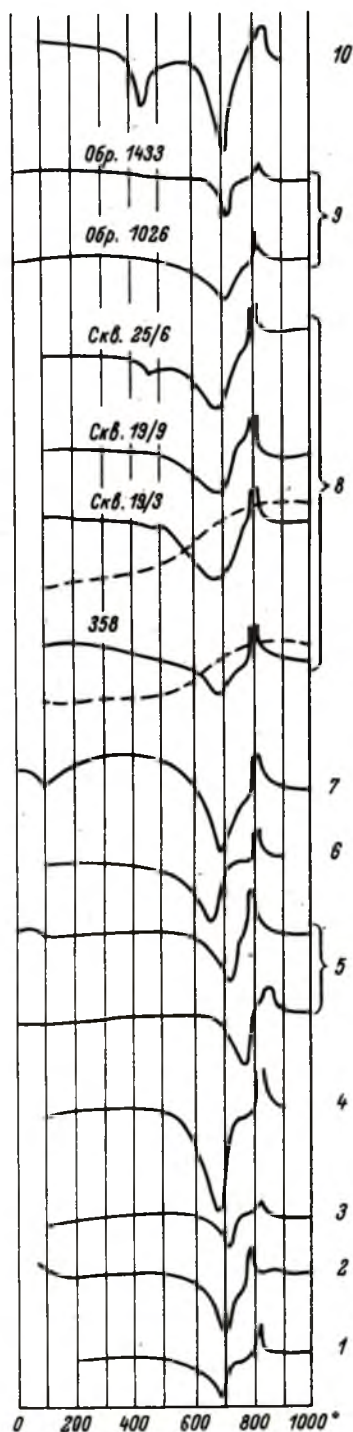
Хорошо видно полосовидное развитие вторичного магнетита. Увел.23, без анализатора.

габбро-пегматитов и более слабая в целом степень серпентинизации по сравнению с верлитовыми перидотитами.

Общей закономерностью для этих четырех массивов является намечаемая анизотропия внутреннего строения, выраженная в прогрессирующем увеличении оливина и ортопироксена к подошве, а клинопироксена, плагиоклаза и биотита — к кровле. Частичная обнаженность интрузивных тел, серпентинизация и текстурные особенности затрудняли выяснение характера внутреннего строения на количественно-минералогической основе. Поэтому изучение характера дифференциации производилось в геохимическом плане с использованием метода трендовых поверхностей (Вистелиус, 1963) на примере одного из наиболее обнаженных интрузивных тел района Колозера (рис.25). Внутреннее строение массива определяется наблюдаемой местами стратификацией и зональным характером распределения слагающих интрузию пород. Стратификация выражена своеобразной полосчатостью, обусловленной струйчато-полосчатым развитием прерывистых выделений интерстиционного

Рис.35. Термограммы аповерлитовых и аполерцолитовых серпентинитов. Синтетические хризотилы.

1 — хризотил, полученный Боуэном и Таттлом (1949) по данным Nagy, Faust (1956), 2 — по Федосееву и др. (1966); природные хризотилы: 3 — по Nagy, Faust (1956), 4 — по Montoya, Baur (1963), 5 — по Ивановой (1960, 1966); природные лизардиты: 6 — по Montoya, Baur (1963), 7 — по Ивановой (1966); 8 — аповерлитовые серпентиниты района Ветреного пояса (прерывистая линия — кривые потери веса); 9 — серпентинизированные плагиоклазовые перцолиты; 10 — бруситсодержащие хризотилитовые серпентиниты (Коржинский, 1958).



плагноклазового материала. Судя по элементам залегания полосчатости, можно полагать, что внутренняя структура массива согласна в целом с залеганием вмещающих паропород. Зональность выражается в приуроченности серпентинизированных плагноклазовых перцолитов к кровле, а перцолитов – к подошве интрузии. Для построения трендовых поверхностей в пределах массива было отобрано более или менее равномерно 30 силикатных анализов, используемых в расчетах. Затем было отобрано еще два анализа, применявшихся в дальнейшем для контроля. На рис.36 приведены полученные результаты в виде изолиний равных содержаний для ряда основных компонентов в пересчете на кислородные отношения (за исключением металлического никеля). Для максимальных и минимальных изолиний были рассчитаны 95%-ные доверительные интервалы, которые в большинстве случаев не перекрываются, что свидетельствует о достоверности выявленных тенденций изменения химизма в пределах

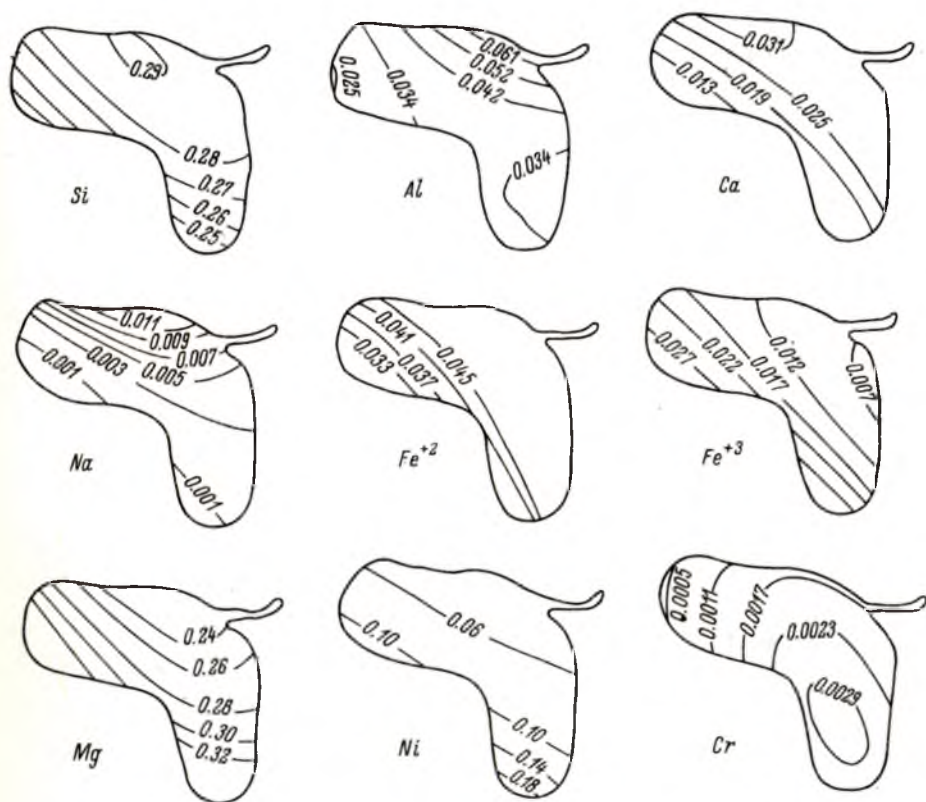


Рис.36. Характер трендовых поверхностей для основных элементов в кислородных отношениях (за исключением металлического никеля) дифференцированной интрузии Колозера.

изученной площади. Результаты двух не использованных в расчетах анализов хорошо согласуются с вычисленными теоретическими данными, что является лишним подтверждением достоверности абстрагированных изолиний. Направление изолиний большинства элементов совпадает с простиранием тектур течения и намечаемой зональностью. Дифференцированное строение обусловлено изменением количественных соотношений оливина, пироксенов и плагноклаза. А в геохимическом отношении это четко выражено в различном поведении двух антагонистических групп элементов (рис.36). Кон-



интрузии  $Si, Al, Fe^+, Ca$  и  $Na$  постепенно нарастают по направлению к кровле интрузии, а  $Mg, Ni, Cr$  и  $Fe^{+3}$  — к подошве.

Подобные закономерности, очевидно, отражают общие тенденции направленности дифференциации ультрабазитов комплекса. Постепенные переходы аповерлитовых серпентинитов к плагиоклазсодержащим разновидностям с примесью ортопироксена свидетельствуют о тесном генетическом родстве двух групп ультрабазитов.

Лерцолиты по сравнению с верлитами представлены более крупнозернистыми породами, вплоть до пегматоидноподобных разновидностей. Для них характерно более широкое проявление вторичных структур замещения и реакционных взаимоотношений и крайне неравномерное распределение минеральных фаз даже в пределах одного шлифа. Мономинеральные скопления зерен оливина или ортопироксена чередуются с крупными кристаллами клинопироксена, насыщенными пойкилитовыми включениями оливина, или оливин-плагиоклазового материала. Отсюда и большое разнообразие структур, порфиroidных в целом, в комбинации с панидиоморфнозернистыми, гипидиоморфнозернистыми и пойкилитовыми.

В отличие от верлитов лерцолиты характеризуются более сложным составом.

Порядок кристаллизации: хромит и оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, биотит.

Содержание оливина в лерцолитах изменяется от 30–35% в наиболее кислых разновидностях до 40–50% в наиболее магнезиальных. В шлифе бесцветный или слабо желтоватый, размер зерен от 2–3 до 6 мм в пегматоидноподобных разновидностях интрузии р.Нюхчи. По сравнению с верлитами характеризуется значительно меньшим идиоморфизмом, весьма неправильными контурами и широким развитием коррозионных структур. Нередко от оливина остаются только неправильные изолированные участки среди орто- и клинопироксенов. Судя по оптическим данным, ( $2V = +87-90^\circ$ ,  $-87-90^\circ$ ,  $Ng' = 1.704-1.723$ ,  $Np' = 1.678-1.684$ ) оливин лерцолитов более железистый по сравнению с верлитами, содержание фаялитовой молекулы колеблется в пределах 10–25%.

Ортопироксен отличается двойственным характером взаимоотношений с остальными силикатами. В породе присутствуют наиболее идиоморфные призматические кристаллы ортопироксена (рис.37) размером до 1 см или гломерокристаллические скопления последних. Такие порфировые выделения ортопироксена не содержат практически включений оливина, а если он и появляется, то только по периферии наиболее корродированных зерен. Очевидно, для некоторой части ортопироксена, особенно интрузии района Колозера, можно предполагать интрателлурическую кристаллизацию, а в остальных случаях он представлен менее идиоморфными и резорбированными кристаллами с включениями оливина. Нередко ортопироксен наблюдается в виде одновременно угасающих реликтовых участков среди зерен клинопироксена. Ортопироксен бесцветный с хорошо выраженной спайностью, угасание прямое. Оптические константы ( $2V = -79-85^\circ$ ,  $+60-70^\circ$ ,  $Ng' = 1.667-1.700$ ) указывают на принадлежность его к бронзиту-эн-

Таблица 2

Рентгено-структурные характеристики ортопироксенов

Образец	$J$	$d, \text{\AA}$	$hkl$	$d_{10.3.1} - d_{060}$	$E_n, \%$
1506	2	1.471	060	—	—
	5	1.488	10.3.1	0.017	93
1506/6	6	1.479	060		
	8	1.486	10.3.1	0.017	93
486	5	1.481	060		
	7	1.499	10.3.1	0.017	93
488	5	1.473	060		
	9	1.488	10.3.1	0.015	83
1503/1	5	1.472	060		
	6	1.487	10.3.1	0.015	83

статиту с 73–83% энстатитовой молекулы. Наиболее магнезиальны порфировидные выделения пироксена без включений оливина. По графику зависимости разницы  $d_{060}$  и  $d_{10.3.1}$  от состава (Дир и др., 1965) содержание En колеблется в предел 83–93% (табл.2).

Химический состав одного из ортопироксенов (обр.498) дает хорошую сходимость с рентгено-структурными данными:  $\text{SiO}_2$  – 54.33,  $\text{TiO}_2$  – 0.15,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 1.80,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1.74,  $\text{FeO}$  – 8.88,  $\text{MnO}$  – 0.14,  $\text{MgO}$  – 30.20,  $\text{CaO}$  – 1.02,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.09,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.05,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – сл.,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.61,  $\text{V}_2\text{O}_5$  – 0.011,  $\text{NiO}$  – 0.022,  $\text{CoO}$  – 0.01,  $\text{CuO}$  – сл., s – 0.13, П.п.п. 0.14,  $\Sigma$  = 100.42;  $\text{Si}$  – 1.943,  $\text{Al}$  – 0.077,  $\Sigma$  = 2.02;  $\text{Ti}$  – 0.004,  $\text{Fe}^{+3}$  – 0.047,  $\text{Cr}$  – 0.001,  $\text{Mg}$  – 1.808,  $\text{Ni}$  – 0.004,  $\text{Fe}^{+2}$  – 0.266,  $\text{Mn}$  – 0.004,  $\text{Ca}$  – 0.039,  $\text{Na}$  – 0.009,  $\Sigma$  = 1.98;  $\text{Mg}$  – 82,  $\text{Fe}$  – 16,  $\text{Ca}$  – 2;  $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}) = 83.5$ .

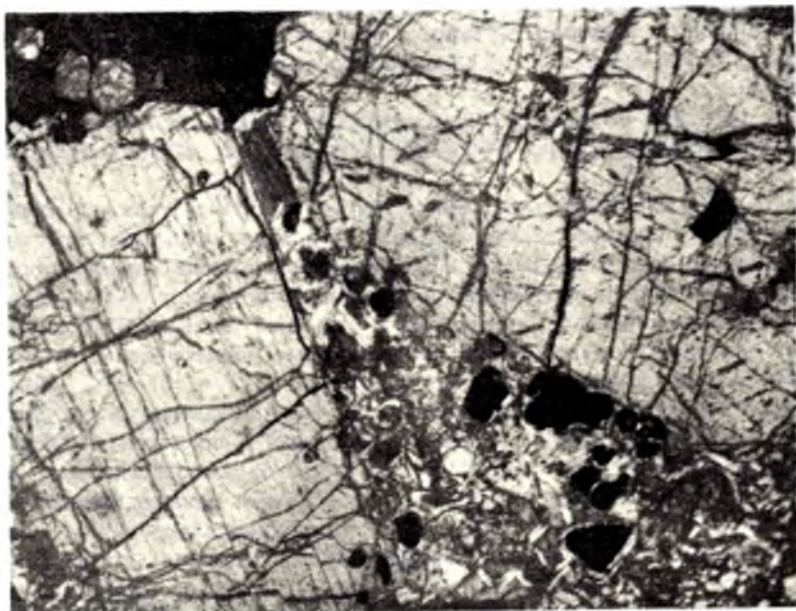


Рис.37. Порфировые зерна ромбического пироксена, промежутки между которыми заполнены оливин-плагноклазовым материалом.

Увел.23, без анализатора.

Клинопироксен в большинстве случаев представлен порфировидными зернами (рис.38) размером до 1.5 см с весьма неправильными корродированными контурами, содержит многочисленные оплавленные включения серпентинизированного оливина и резорбированные остатки ортопироксена. Часто образует каймы обрастания вокруг ромбического пироксена. В проходящем свете бесцветный, по оптическим константам ( $n_g = 34-40^\circ$ ,  $2V = 48-58^\circ$ ,  $n_g' = 1.754-1.760$ ;  $n_p' = 1.730-1.736$ ) аналогичен моноклинным пироксенам верлитов и также относится к промежуточной разновидности ряда диопсида-авгита.

Плагноклаз по характеру развития является типично интерстиционным минералом. Плагноклаз или концентрируется в полосовидные выделения с образованием полосчатых текстур, или образует скопления пластинчатых кристаллов, которые часто вклиниваются в окружающие зерна оливинов и пироксенов (рис.39) и расчленяют их на отдельные части. Состав плагноклаза, определенный по оптическим данным ( $n_g' = 1.572-1.582$ ;  $n_p' = 1.562-1.571$ ), соответствует лабрадору-битовниту с 66–85% Ап. Продукты изменения плагноклаза представлены сосюритом или травяно-зеленым тонкочешуйчатым хлоритом.

Максимальное содержание биотита (до 2–4%) обычно наблюдается в наиболее обогащенных плагноклазом лерцолитах. Как и плагноклаз, он является типично интерсти-

ционным минералом и чаще всего представлен серией ксеноморфных изолированных и одинаково угасающих участков единого кристалла. Размер таких зерен достигает 3–4 мм. Наряду с интерстиционным развитием биотита отмечаются многочисленные случаи его проникновения по трещинкам и спайности в оливины, пироксены и плагиоклазы. Плеохроитует от буровато-красного по Ng до соломенно-желтого по Nr. Заменяется травяно-зеленым серпентин-хлоритовым материалом в слабо серпентинизированных участках породы и бесцветным тонкочешуйчатым хлоритом в более серпентинизированных приконтактных зонах.

Характер серпентинизации лерцолитов крайне неравномерный. Наиболее подвержен серпентинизации оливин, затем клинопироксен и весьма слабо ортопироксен. Точно так же, как и в верлитах, с начальными стадиями серпентинизации связано замещение оливина и развивающегося по нему илдингита желтым волокнистым серпентином. В дальнейшем процесс серпентинизации захватывает клинопироксен; параллельно по плагиоклазу развивается травяно-зеленый хлорит-серпентиновый материал, а по биотиту – хлорит, и, наконец, желтый серпентин и продукты изменения плагиоклаза и биотита замещаются бесцветным волокнистым серпентином. Конечным продуктом является серпентинит, обогащенный вторичным магнетитом, с реликтами ортопироксена. Результаты термоанализа (рис.35) свидетельствуют о принадлежности серпентинитов к лизардит-хризотилитовым разновидностям.

Габбро-пегматиты и диабазы. С лерцолитами генетически связаны жильные образования плагиоклазового состава и габбро-пегматиты. Их контакты с вмещающими плагиоклазовыми лерцолитами резкие, мощность колеблется от 2–3 до 10–15 см. Плагиоклазовые прожилки состоят из разложившегося плагиоклаза (40–55%), порфиновых зерен клинопироксена, единичных кристаллов ортопироксена и серпентинизированного оливина, обогащены титано-магнетитом (до 4%). Габбро-пегматиты представлены крупнозернистыми, пегматоидного облика породами, основная масса которых сложена сосюритизированным агрегатом мелкого лейстовидного плагиоклаза, насыщенными апатитом (2–3%) и титаномагнетитом (3–4%) с вросками ильменита и включениями кристаллов апатита. В основной массе выделяются порфиновые зерна клинопироксена ( $n_g = 39-44^\circ$ ,  $2V = 39-50^\circ$ ) размером до 1,5–2 см в поперечнике и такие же крупные пластинчатые кристаллы сосюритизированного плагиоклаза.

Маломощные дайковые тела амфиболизированных диабазов пространственно связаны с зонами тектонических нарушений и сопровождают интрузии плагиоклазовых перидотитов (рис.25), располагаясь в приконтактных зонах. Они прорывают уралитовые габбро и генетически с ними связанные габбро-пегматиты, в отдельных случаях намечается проникновение диабазовых даек в ультраосновные тела. Диабазы сложены уралитовой роговой обманкой, хлоритом и сосюритизированным плагиоклазом, обогащены апатитом и титаномагнетитом, в отдельных случаях установлено присутствие хромита. Структуры мелкопорфиробластические с реликтами офитовых. Изредка встречается пирротин и халькопирит. Указанные геолого-минералогические особенности диабазов могут свидетельствовать в пользу их генетического родства с плагиоклазовыми лерцолитами и их жильными образованиями.

Аллометаморфические производные серпентинитов. Процессы аллометаморфического преобразования аповерлитовых и аполерцолитовых серпентинитов довольно разнообразны. Среди них выделяются продукты вторичной клинопироксенизации, тремолитизации и хлоритизации и своеобразные приконтактные породы типа родингитов.

Вторичное развитие клинопироксена по аповерлитовым серпентинитам района Рошгоры отмечал еще Н.В.Альбов в 1939 г., подобный процесс установлен и для ряда других массивов, например, участок Пулозера-1 (рис.29), горы Бабьей. В наиболее чистом виде наложенная клинопироксенизация проявлена в интрузивных телах Рошгоры (рис.30). Зоны вторичного развития моноклинного пироксена тяготеют к периферийным частям массивов, мощность их изменяется от первых десятков до 100 м. Характер развития вторичного пироксена внутри этих зон весьма неравномерный, от единичных мелких зерен до 30–40 и реже 60–70%. В шлифе пироксен бесцветный, совершенно свежий и по оптическим константам ( $n_g = 38-48^\circ$ ,  $2V = 42-52^\circ$ ) относится к диопсиду. В серпентинитах шлировидные и прожилковидные выделения вторичного пироксена рассекают реликты порфиroidного первичного пироксена с бластопойкилитовыми структурами, серпентиновые псевдоморфозы по оливину или концентрируются внутри контуров последних (рис.40). По направлению к приконтактным хлорито-тремолитовым зонам массивов содержание пироксена увеличивается, и по нему, как и по серпентину, развивается



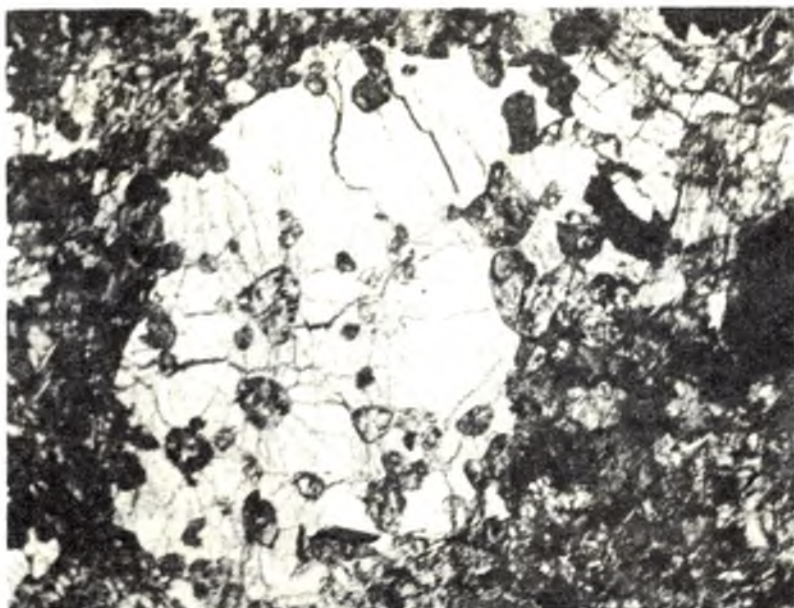


Рис.38. Порфировые зерна клинопироксена (в центре) с пойкилитовыми включениями серпентинизированного оливина.  
Увел.26, без анализатора.

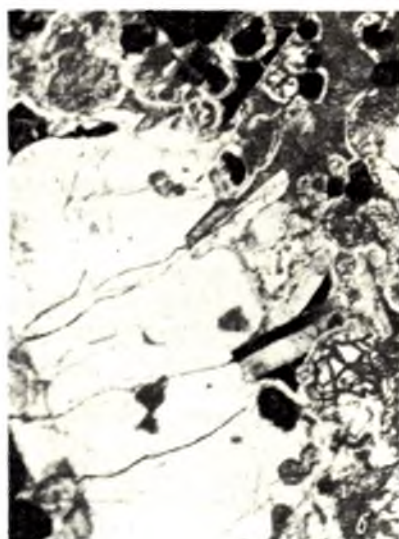
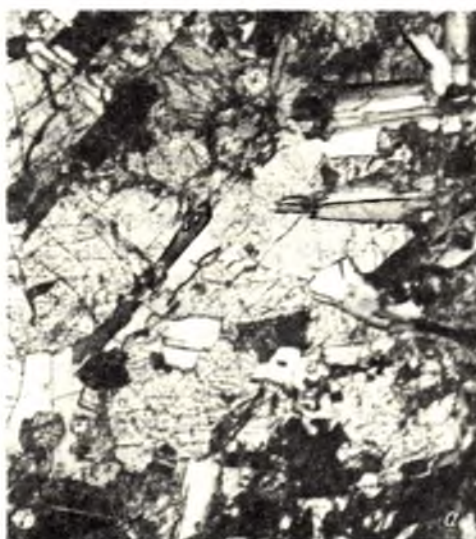


Рис.39. Проникновение пластинчатых кристаллов плагиоклаза в клинопироксены (а) и ортопироксены (б).  
Увел.26, с анализатором.

тремолит. Аналогичный характер развития вторичного пироксена присущ интрузивным телам участка Пулозера-1 (рис.29). Здесь зоны клинопироксенизации также располагаются во внутренних частях эндоконтактных зон между аповерлитовыми серпентинитами и хлорито-тремолитовыми приконтактовыми разновидностями. Наряду с этим вторичный пироксен присутствует в зонах рассланцевания и брекчирования среди серпентинитов и хлорито-тремолитовых пород с образованием весьма пестрых по составу разновидностей с реликтами первичных силикатов, серпентина и хлорито-тремолитового материала. Тремолит-хлоритовая ассоциация является наиболее поздней, развиваясь по оловину, первичному и вторичному пироксену и серпентину. В районе горы Бабьей (рис.30) вторичная клинопироксенизация встречается как среди хлорито-тремолитовых сланцев по серпентинитам, так и в актинолитовых амфиболитах по вмещающим габброидам.



Рис.40. Вторичная клинопироксенизация (светло-серое) аповерлитовых серпентинитов (белое) с реликтами порфировидных зерен первичного пироксена (черное), обогащенных пылевидным магнетитом.  
Увел.26, без анализатора.

В целом процесс вторичной клинопироксенизации следует после серпентинизации и предшествует развитию хлорито-тремолитовой ассоциации.

Родингиты известны только в одном пункте района (рис.30) на контакте между хлорито-тремолитовыми образованиями по серпентинитам и актинолитовыми амфиболитами по габброидам. Мощность этого горизонта достигает 25 м. Это массивные мелкозернистые светло-зеленые породы, состоящие на 70-80% из бесцветного диопсида ( $2V = 52-56^\circ$ ), крупных реликтовых зерен соскюритизированного плагиоклаза, с незначительной примесью оливина и хлорито-амфиболового материала; характерно полное отсутствие магнетита и наличие габбровых структур. Так что рассматриваемые породы являются продуктом аллометаморфического преобразования вмещающих габброидов на контакте с перидотитами, а не жильными полевошпатовыми пироксенитами, как считал Альбов, или пироксеновыми габбро (Трофимов, 1940).

Хлорито-тремолитовыми породами, во всех без исключения случаях и независимо от состава вмещающих пород, сложены приконтактовые зоны интрузий аповерлитовых и аполерцолитовых серпентинитов. Мощность эндоконтактных зон по простиранию не выдержана и изменяется от нескольких метров до 40-50 м в участках максимального рассланцевания, а наиболее мелкие массивы серпентинитов нередко полностью превращены в тремолитовые амфиболиты.



Макроскопически эти породы резко отличаются от серпентинитов своим светлозеленым цветом и более крупнозернистым строением вплоть до порфиробластических разновидностей.

Зональный характер строения эндоконтактных зон обусловлен приуроченностью тремолитового материала к внутренним частям приконтактных участков (серпентин-тремолитовая ассоциация), хлорито-тремолитового – к внешним. Эта закономерность отмечалась и предыдущими исследователями (Бетехтин, Альбов, 1940; Трофимов, 1940). Процесс амфиболизации серпентинитов начинается с появления тонкоигльчатого тремолита вокруг реликтов оливина или серпентиновых псевдоморфоз по нему. С продвижением к внешним зонам интрузий степень амфиболизации нарастает, захватывая реликтовые зерна клинопироксена и всю серпентиновую массу, появляется хлорит, реликты первичных структур и силикатов исчезают вместе с минералами серпентиновой группы. Состав амфибола в различных массивах весьма устойчив, если судить по оптическим данным ( $c_{Ng} = 13-17^\circ$ ,  $2V = -76-78^\circ$ ,  $Ng-Np = 0.020-0.024$ ) Н.В.Альбова и В.С.Трофимова. Термоанализ этих разновидностей (рис.41) свидетельствует также об идентичности хлоритов, которые аналогичны магнезиально-железистым разновидностям пеннинско-клинохлоритовой подгруппы (Иванова, 1949, 1966, Montoya, Baur, 1963) и отличаются от серпентинитов наличием четко выраженного эндоэффекта в интервале  $600-700^\circ$  (максимум в пределах  $660-670^\circ$ ).

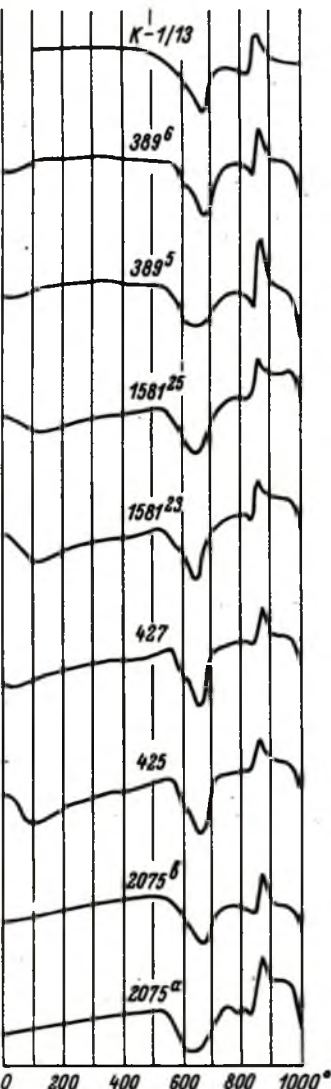


Рис.41. Термограммы хлорито-тремолитовых пород по аповерлитовым серпентинитам.

Отчетливо проявлены термоэффекты, присущие магнезиально-железистым хлоритам.

В незначительных количествах в хлорито-тремолитовых породах присутствует сфен, цоизит, обычен апатит. Содержание хромита и вторичного магнетита по сравнению с серпентинитами резко уменьшается, вплоть до их полного исчезновения.

Характер эндоконтактных изменений хорошо представлен в одном из массивов западного берега Кожозера (рис.42) и горы Бабьей (рис.30, 43). В первом случае контакт, очевидно, тектонический. Линия контакта прямолинейная, плоскость его круто падает на северо-восток под  $75^\circ$ . Четко выражена параллельная контактам облекающая сланцеватость. В экзоконтакте развиты биотит-эпидотовые сланцы, а в эндоконтакте – почти мономинеральные хлоритовые сланцы (70–80 см) с примесью биотита, цоизита, сфена и апатита. Хлоритовые сланцы постепенно сменяются 16–18-метровой зоной крупнозернистых порфиробластических хлорито-тремолитовых пород, где порфиробласты амфибола достигают 0,5–0,7 см в поперечнике. Хлорито-тремолитовые породы сменяются тремолит-серпентиновыми разновидностями и далее серпентинитами с незначительной примесью карбоната и талька. А в районе горы Бабьей (рис.30, 43)

мощность хлорито-тремолитовых пород в лежащем боку достигает 2,5–3,0 м. Линия контакта прямолинейна, и его плоскость согласна со слоистостью вмещающих туфитов. Близ непосредственного контакта развиты тонкозернистые (возможно, первичная



зона закалки) слабо рассланцованные хлорито-тремолитовые породы с единичными зернами сфена и цоизита, которые постепенно переходят в мелкозернистые и далее среднезернистые разновидности того же минерального состава. Примерно в 1.25 м от контакта в хлорито-тремолитовых породах появляются реликты порфировых зерен первичного пироксена и пойкилитовых структур. Висячем же боку мощность аллометаморфических образований на контакте с габброидами достигает 5-6 м. Тремолитизированные серпентиниты сменяются хлорито-тремолитовыми сланцами с примесью апатита и цоизита. Хлорито-тремолитовые сланцы постепенно сменяются актинолитовыми амфиболитами по габброидам, и непосредственный контакт не устанавливается.

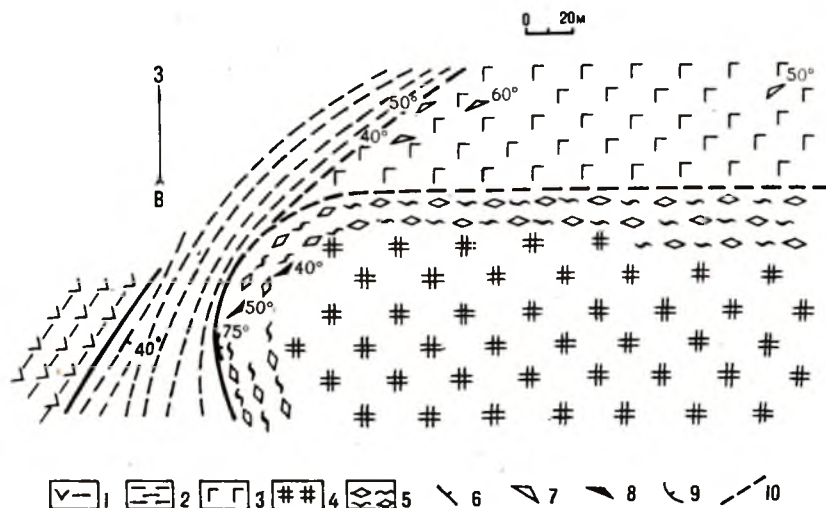


Рис.42. Интрузия аповерлитовых серпентинитов среди осадочно-вулканогенных образований парандовской серии (западный берег Кожозера).

1 - зеленые сланцы по основным вулканитам; 2 - зеленые сланцы (нерасчлененные) преимущественно по туфогенно-осадочным породам; 3 - уранитовые габбро; 4 - аповерлитовые серпентиниты; 5 - хлорито-тремолитовые породы по серпентинитам; 6 - слоистость; 7 - полосчатость; 8 - элементы залегания контакта; 9 - элементы залегания контакта; 10 - предполагаемые контакты.

Аналогичного характера приконтактные зоны присущи интрузии района Винггоры (рис.43), где мощность сланцеватых порфирообластических пород колеблется от 40-50 м в лежащем боку до 20-30 м в висячем, и участка Пулозеро-1 (рис.29).

Таким образом, в отличие от аллометаморфических продуктов гипербазитового комплекса для ультрабазитов среднего протерозоя характерно слабое развитие талько-карбонатной ассоциации. Только в отдельных массивах западного и северного берега Кожозера существенная роль принадлежит этой ассоциации. Причем в обоих случаях появляется редкая сульфидная вкрапленность. Незначительное количество талька и карбоната можно наблюдать в районе перехода серпентинитов в хлорито-тремолитовые разновидности.

Для выяснения геохимических особенностей приконтактного метаморфизма серпентинитов проводилось сравнительное изучение вещественного состава серпентинитов и их аллометаморфических эквивалентов на целом ряде массивов. Некоторые из этих данных приведены на рис.43. Анализируя их, можно отметить более высокие концентрации  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  и щелочей в хлорито-тремолитовых породах, и  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{NiO}$  в серпентинитах.

Как видно из рис.43, одни и те же особенности химизма присущи как кровельным, так и подошвенным эндоконтактным зонам, что может свидетельствовать о единой направленности процесса метаморфизма, независимо от состава вмещающих пород.

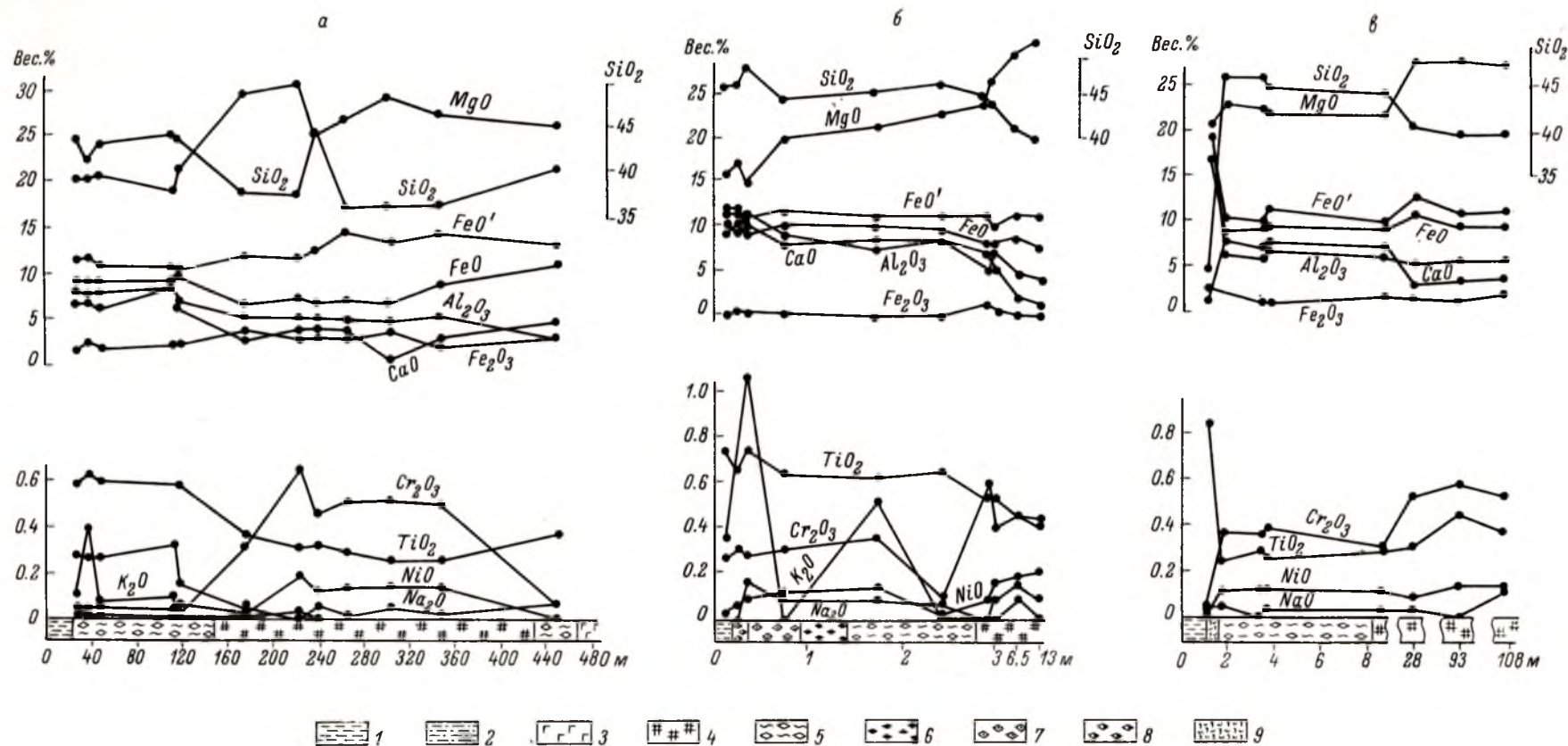


Рис.43. Геохимические профили для перидотитовых тел и их эндоконтактных зон.  
(а - Винггора, б - гора Бабья, в - западный берег Кожозера).

1 - зеленые сланцы парандовской серии; 2 - метаморфизованные туфогенно-осадочные породы тушгудской серии; 3 - уральитовые габбро; 4 - аповерлитовые серпентиниты; 5 - хлорито-тремолитовые породы по аповерлитовым серпентинитам, большей частью порфиобластические; 6 - среднезернистые однородные хлорито-тремолитовые породы; 7 - мелкозернистые хлорито-тремолитовые породы; 8 - тонкозернистые (до афанитовых) хлорито-тремолитовые породы; 9 - хлоритовая порода с незначительной примесью биотита, цингита, сфена и апатита.

Возможно также, что подобные закономерности в какой-то степени отражают и первичномагматические особенности химизма эндоконтактных зон интрузивных тел.

Для более объективной оценки и выявления общих геохимических особенностей серпентинитов и их аллометаморфических продуктов на количественной основе был использован дополнительный фактический материал для обеих разновидностей из одних и тех же недифференцированных интрузий. Причем серпентиниты представляют центральные части массивов, а хлорито-тремолитовые образования - преимущественно эндоконтактные зоны. Сравнение этих выборок (табл.3) проводилось с использованием линейных дискриминантных функций, критерия  $T^2$  и коэффициента количественного различия  $\Delta$  (Демина, Калинин, 1967). Установлено, что эти выборки образуют две различные по химизму группы, хотя составы их и сближены, судя по малой величине критерия Махаланобиса ( $\alpha = 7.95$ ). Эмпирическое значение для  $T^2 = 132.2$ , а вычисленное критическое на 1%-м уровне для  $F$ -распределения с 10 и 57 степенями свободы равно 30.1, т.е., согласно Т.Андерсону (1963), удовлетворяется неравенство векторов средних значений.

Разница в химизме может быть обусловлена существенным различием концентраций большинства компонентов в 10-мерном пространстве признаков и отсутствием такового для остального меньшинства. Детали этого различия четко проявляются при вычислении величины количественного различия  $\Delta$  (табл.3). Здесь же, кроме средних значений кислородных отношений, которые использованы при расчетах, приведены также средние значения в весовых процентах. Как легко убедиться, аповерлитовые серпентиниты отличаются более высокими концентрациями  $Mg$  и  $Fe^{+2}$ , а в хлорито-тремолитовых разновидностях, наоборот, наблюдается повышение содержания (в порядке убывания)  $Si$ ,  $Ca$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Al$ ,  $Ti$  и в меньшей степени  $Na$  и  $K$ . Точно так же эти группы пород отличаются друг от друга по содержанию металлогенных компонентов, серы и фосфора (табл.4). Данные табл.4 свидетельствуют об уменьшении концентраций никеля, хрома, серы и увеличении фосфора в хлорито-тремолитовых породах при постоянстве концентраций кобальта и ванадия в обеих разновидностях пород.

По содержанию суммарного железа в виде  $FeO'$  серпентиниты ( $FeO' = 11.91\%$ ) и хлорито-тремолитовые породы ( $FeO' = 11.45\%$ ) практически не различаются, что свидетельствует о различии физико-химических условий процесса серпентинизации (наличие железа в окисной форме) и последующего образования хлорито-тремолитовой ассоциации (переход железа из окисной в силикатную фазу). Об этом свидетельствует также различие сравниваемых разновидностей пород по концентрации микроэлементов. Полуколичественные спектральные анализы указывают на значительно большую частоту встречаемости в хлорито-тремолитовых породах  $Be$ ,  $Sc$ ,  $Ga$ ,  $Zn$ ,  $Zr$ ,  $Sr$  (рис.46).

Помимо различий в вещественном составе, сравниваемые породы обладают также различной интенсивностью геохимических связей. Как установлено нами ранее (Слюсарев, 1970), определитель матрицы общих коэффициентов корреляции может использоваться в качестве показателя силы связи между признаками многокомпонентной системы в целом. Согласно Г.Крамеру (1948), определитель характеризует объем единичного эллипсоида, соответствующего функции распределения компонентов породы и изменяется от 0 до 1. Если связи между признаками отсутствуют, то определитель равен 1, в случае функциональной зависимости определитель будет равен нулю. Следовательно, промежуточные значения будут отражать ту или иную интенсивность связей в многокомпонентной системе. С увеличением численного значения



Таблица 3  
Средние значения компонентов и величина количественного различия  $\Delta$  для сравниваемых выборок

Количе- ство проб	Si	Ti	Al	Fe <sup>+3</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K
Хлорито-тремолитовые породы										
36	43.48	0.49	6.69	2.42	9.03	0.24	23.7	5.80	0.15	0.17
39	0.2853	0.0024	0.0519	0.0131	0.0462	0.0011	0.2333	0.0446	0.0020	0.0012
Аповерлитовые серпентиниты										
29	39.12	0.36	4.16	5.31	7.13	0.20	31.01	2.83	0.13	0.10
71	0.2656	0.0020	0.0357	0.0241	0.0389	0.0011	0.3072	0.0201	0.0026	0.0009
Величина $\Delta$										
	3.14	0.51	1.45	1.25	1.61	0.04	2.27	2.09	0.019	0.012

Примечание. Над чертой — среднее значение в вес. %; под чертой — средние значения в кислородных отношениях.

определителя будет уменьшаться и сила связей. Это иллюстрируется табл.5, где приведены определители для ультрабазитов с различной степенью и интенсивностью метаморфических преобразований, включая серпентиниты гипербазитового комплекса этого же района. Для сравнения приведены также некоторые результаты по Аллареченскому району Кольского полуострова, любезно предоставленные автору В.И.Кочневым-Первуховым. Как можно убедиться, с увеличением степени метаморфизма растет величина определителя, а следовательно, идет ослабление связей. Что касается серпентинитов, то в них, наряду с увеличением определителя идет параллельно некоторое увеличение потерь при прокаливании, которые, как это установлено И.А.Малаховым (1866), являются показателем степени серпентинизации. Очевидно, в случае изохимического метаморфизма интенсивность связей в породе должна бы остаться неизменной (например, аповерлитовые и аполерполитовые серпентиниты, поскольку мы оперируем вещественным составом). Следовательно, метаморфическое преобразование серпентинитов идет с существенным изменением химизма и суммированием первичных и вторичных связей.

Таким образом, образование хлорито-тремолитовой ассоциации по серпентинитам происходило в иных, отличных от процесса серпентинизации, условиях с существенным изменением вещественного состава и интенсивности геохимических связей. И в этом смысле они являются качественно новой многокомпонентной системой.

Таблица 4

Среднее содержание металлогенных компонентов, серы, фосфора

Порода	Ni общий	Ni силикат- ный	Ni суль- фидный	S	CoO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Аповерлитовый серпентинит	0.15 77	0.13 51	0.009 52	0.04 65	0.014 70	0.56 73	0.03 45	0.07 57
Хлорито-тремоли- товые породы	0.08 38	0.07 27	0.008 27	0.009 33	0.015 36	0.30 36	0.03 35	0.09 36

Примечание. Над чертой – среднее значение в вес.%, под чертой – количество проб.

Таблица 5

Определители матриц общих коэффициентов корреляции

Порода	Количе- ство проб	Характер метаморфизма	П.п.п. вес %	Район	Величина определи- теля в л. 10 <sup>7</sup>
Аполерцолитовый серпентинит	42	Автометаморфическая лизардит-хризотило- вая серпентинизация	5,3	Ветренный пояс	143
Аповерлитовый серпентинит	74	Автометаморфическая лизардит-хризотило- вая серпентинизация	8,5	Там же	157
Хлорито-тремоли- вая порода	37	Аллометаморфическое преобразование апо- верлитовых серпен- тинитов	-	" "	1136
Антигоритовый сер- пентинит гиперба- зитового комплек- са	41	Аллометаморфическая серпентинизация	10,8	Кольский п-ов	13241
Оливинит и гардбургит	28	Слабая автометаморфи- ческая серпентиниза- ция	6,26	Алларечен- ский р-н	63
Серпентинит по оливи- нитам и гардбургитам	32	Аллометаморфическая серпентинизация	10,32	Там же	1810
Серпентин-актинолито- вая порода по оливи- нитам и гардбургитам	20	Аллометаморфическое преобразование серпентинитов	-	" "	20800

### Глава III

## ПЕТРОХИМИЯ, ГЕОХИМИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

### Петрохимия и геохимия

Основные особенности химизма выделенных формационных единиц или их составных частей в виде средних значений приведены в табл.6. Для подавляющего большинства элементов магматических образований гипотеза о нормальном распределении не противоречит эмпирическим данным (табл.7).

Приведенные в табл.6 данные свидетельствуют о наличии существенного различия в химизме разновозрастных вулканических и plutонических образований. Для расшифровки этого различия, выяснения вопроса о принадлежности к определенным сериям магматических комплексов и наиболее общих тенденций направленности их дифференциации использовался ряд вариационных диаграмм (рис.44, 45). При сопоставлении продуктов магматизма отдельных временных отрезков протерозоя использовались среднеарифметические составы выборок интрузивных пород и средневзвешенные составы лавовых образований соответствующих геологических эпох.

Для контроля значимости различия химизма магматических образований использовались отдельные методы математической статистики. Для оценки степени сходства или различия в целом применялась линейная дискриминантная функция, критерий Хоттелинга  $T^2$  и критерий Михаланобиса  $\alpha$ , а его одномерный аналог – критерий количественного различия  $\Delta$  (Демина, Калинин, 1967) – применялся для выяснения степени различия по каждому из использованных признаков. Изучение велось по принципу сравнения наиболее представительных выборок силикатных анализов из отдельных интрузий или лавовых полей друг с другом по 10 компонентам в пересчете на кислородные отношения. Полученные результаты достаточно подробно изложены нами в предыдущих публикациях (Слюсарев, 1967, 1968), поэтому в дальнейшем мы будем пользоваться только основными выводами.

Наряду с вариационными диаграммами применялся также корреляционный анализ (Слюсарев, 1970, 1971 а, б). Корреляционные зависимости (общая корреляция) в многокомпонентной системе могут дать некоторую дополнительную информацию о геохимических особенностях процесса кристаллизации и порядке перехода элементов из жидкой в твердую фазу, если исходить из теории ионного строения силикатных расплавов и эволюции их составов во времени в процессе прогрессирующей полимеризации (Шербица, 1953; Летников, 1966; Нарсеев, 1966; Шипулин, 1969; Козлов, 1969, и др.), а также с учетом того, что основная часть химических реакций осуществляется и завершается в жидкой фазе (Белов, 1963) при ведущей роли катионов в минералообразовании (Белов, 1961). Причем на ранних стадиях упорядочения расплава ведущая роль принадлежит небольшим многозарядным катионам, дающим наиболее энергоемкие соединения (оливины, пироксены).

### Лопский андезито-диабазовый комплекс

Петрохимия комплекса изучена еще недостаточно, к тому же первичный состав пород частично затושван интенсивно развитыми процессами регионального метаморфизма. Несмотря на это, некоторые петрохимические особенности комплекса проступают довольно отчетливо. В первую очередь следует подчеркнуть разнообразие вулканитов, среди которых наблюдаются измененные диабазы, андезиты и альбитофирры. Средневзвешенный состав комплекса соответствует приведенному в табл.6 андезиту. Эффузивы являются наиболее кислыми в районе ( $SiO_2 = 51-69\%$ ), содержат мало мафических



компонентов ( $b = 5-27$ ) и довольно много щелочей (до 6% в альбитофирах). Характерно резкое преобладание натрия над калием. Отношение  $Na_2O/K_2O$  в диабазах составляет 7,1, а в альбитофирах - 10. Максимальное содержание валового железа ( $FeO'$ ) отмечается в диабазах - 8,5%.

Увеличение содержаний  $SiO_2$  в породах комплекса сопровождается увеличением содержаний щелочей и железистости. Такой тип эволюции составов, по Осборну (Os-

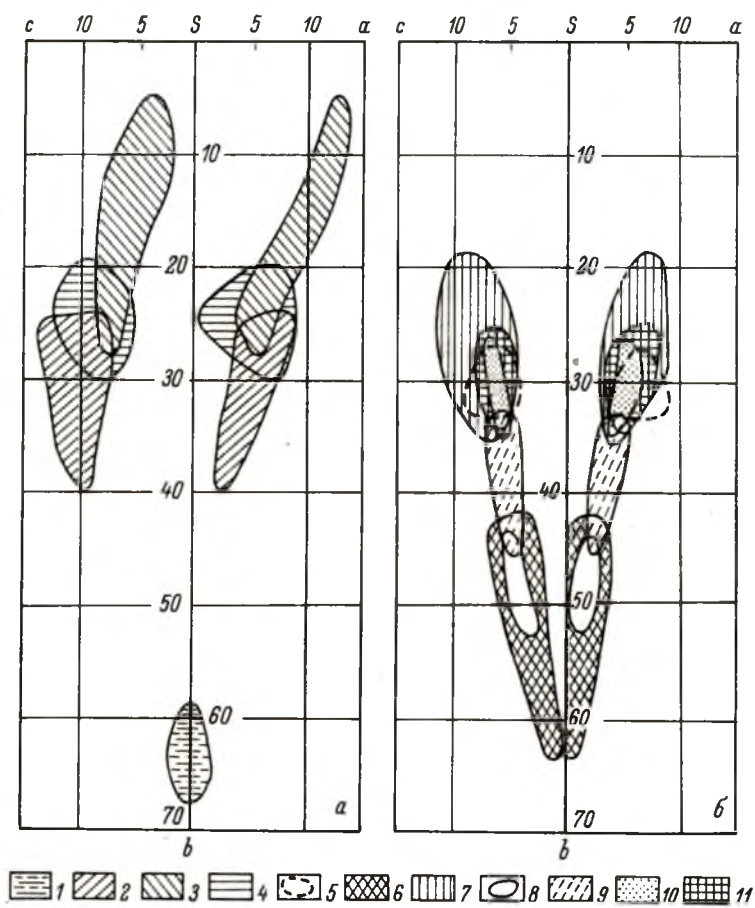


Рис.44. Диаграмма А.Н.Заварицкого для пород нижнего (а) и среднего (б) Ветреного пояса.

Лопские комплексы: 1 - антигоровые серпентиниты, 2 - габбро-амфиболиты, 3 - диабазы, андезиты, альбитофиры; 4 - диабазы сумского комплекса; 5 - диабазы ятулийского комплекса; суйсарский комплекс: 6 - верлиты, лерцолиты, 7 - габброиды, 8 - пикритовые базальты, 9 - оливковые базальты, 10 - пироксеновые базальты, 11 - толеитовые базальты.

born, 1959), можно рассматривать как промежуточный между толеитовым и известково-щелочным направлениями. Промежуточное положение вариационной кривой комплекса между толеитовой и известково-щелочной сериями отчетливо видно и на диаграмме AFM (рис.45).

Ограниченность фактического материала не позволяет с достаточной уверенностью относить данный комплекс к контрастно или последовательно дифференцированной серии.

Таблица 6

Средний химический состав изверженных пород синклиория Ветренный пояс

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	68.31	59.01	51.64	46.29	37.70	52.73	47.09	44.60	49.17
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.70	0.65	0.89	0.12	0.90	1.43	0.43	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.13	16.37	14.95	13.58	0.99	14.57	14.08	8.00	11.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	2.7	2.79	4.69	8.23	2.41	3.09	2.94	1.57
FeO	3.86	4.67	5.88	10.44	6.15	7.09	10.79	8.51	9.20
MnO	0.09	0.12	0.16	0.32	0.18	0.16	0.20	0.21	0.19
MgO	0.38	3.59	7.82	8.02	34.54	5.88	7.86	23.37	13.70
CaO	2.82	6.39	10.18	10.87	0.69	9.65	7.55	6.83	9.11
Na <sub>2</sub> O	5.84	2.62	2.44	2.12	0.05	2.22	2.59	0.58	1.50
K <sub>2</sub> O	0.56	1.37	0.35	0.40	0.03	0.74	0.50	0.17	0.38
H <sub>2</sub> O	0.08	0.12	0.7	-	-	0.14	0.21	0.30	0.17
П. п. п.	2.39	2.44	2.69	2.73	11.06	2.36	4.37	3.81	2.52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	0.035	0.015	0.023	0.22	0.04	He опр.	0.29	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	0.11	0.08	0.017	0.04	0.19	0.31	0.07	0.10
NiO	"	Сл.	Сл.	0.005	0.25	0.003	0.001	0.10	0.05
S	"	0.02	"	0.16	0.04	0.01	0.01	0.034	0.03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	0.01	"	0.08	0.015	He опр.	He опр.	0.03	0.04
CoO	"	0.001	"	0.005	0.024	0.005	0.007	0.010	0.008
CuO	"	0.01	0.01	0.07	0.002	0.007	0.027	0.006	0.014
Сумма	99.74	100.28	100.55	100.71	100.33	99.06	100.11	100.28	100.13
Количе- ство анали- зов	3	2	4	7	41	14	7	24	130

Примечание: Лопский андезито-диабазовый комплекс: 1 - альбитофир, 2 - 6 - сумский диабаз; 7 - ятулийский диабаз; суйсарский базальт, 11 - пироксеновый базальт, 12 - габбро-диабаз, 13 - пегматит, 17 - верлит, 18 - перидотит (лерцолит + верлит),

Несомненна только принадлежность его к натровому варианту. С подобными сериями парагенетически связано медно-колчеданное оруденение как в карелидах (Рыбаков, 1969), так и в палеозойских складчатых областях, в частности на Урале (Штейнберг, 1968а; Бородаевская и др., 1968).

#### Лопский габбро-амфиболитовый комплекс

Габбро-амфиболиты в целом отличаются от вулканитов андезито-диабазового комплекса более основным характером (рис.44, 45, табл.6). Для них характерны более высокие концентрации магния, железа ( $FeO = 14,7\%$ ), но близкие содержания титана. Для интрузии габбро-амфиболитов с сингенетической вкрапленностью титаномagnetита присуща довольно высокая степень дифференциации, направленность которой сходна со Скаергаардской интрузией. Для последней установлена дифференциация посредством фракционирования кристаллов в условиях постоянного общего состава и накопление в конечных продуктах окислов железа.

#### Лопский гипербазитовый комплекс

Среди основных-ультраосновных магматических образований района серпентинизированные гарцбургиты комплекса являются единственными в своем роде по вещественному составу. Они характеризуются минимальным содержанием кремнекислоты, щелочей, титана, алюминия и наиболее высокими концентрациями магния и никеля (табл.6), на диаграмме Заварицкого (рис.44) они занимают обособленное и наиболее низкое

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
52.10	51.60	52.23	56.02	51.42	43.11	51.46	39.03	40.37	42.86
0.76	0.74	0.79	1.61	1.40	0.31	0.71	0.33	0.33	0.47
13.45	13.16	13.89	13.80	13.47	5.20	12.22	4.17	4.51	6.86
1.78	2.19	2.16	3.22	2.28	3.86	1.35	5.10	4.69	2.40
8.60	8.32	6.86	7.53	10.6	8.25	6.77	7.00	7.41	9.29
0.18	0.19	0.18	0.18	0.23	0.19	0.18	0.18	0.18	0.21
9.19	9.31	8.24	4.22	6.65	28.65	14.97	30.79	30.08	23.88
10.19	10.07	10.37	7.14	8.66	3.58	7.78	2.66	2.97	6.27
1.93	2.10	2.19	3.22	2.67	0.41	2.26	0.13	0.22	0.12
0.59	0.40	0.56	0.62	0.63	0.15	0.25	0.11	0.12	0.07
0.11	0.14	-	0.13	0.17	-	-	-	-	-
0.86	1.70	2.27	1.75	1.73	5.69	1.84	9.66	8.36	7.02
0.07	0.11	0.08	0.03	0.06	0.47	0.11	0.56	0.53	0.32
0.11	0.07	0.13	0.36	0.23	0.05	0.09	0.07	0.06	0.08
0.024	0.022	0.007	-	0.009	0.09	Сл.	0.15	0.13	0.09
0.04	0.024	0.02	0.02	0.04	0.03	Не опр.	0.04	0.03	0.03
0.04	0.03	0.03	-	0.11	0.03	Сл.	0.019	0.02	0.03
0.006	0.006	0.004	0.003	0.007	0.016	0.09	0.017	0.016	0.016
0.012	0.005	0.007	0.01	Не опр.	0.004	Сл.	0.004	0.004	0.02
100.04	101.38	100.01	99.96	100.35	100.09	99.99	100.02	99.99	100.10
24	19	28	4	4	46	1	92	138	46

андезит, 3 - диабаз, 4 - габбро-амфиболит, 5 - антигоритовый серпентинит; комплекс: 8 - пикритовый базальт, 9 - оливиновый базальт, 10 - толеитовый кварцевый габбро-пегматит, 14 - диабаз из даек, 15 - лерцолит, 16 - габбро-19 - хлорито-тремолитовые породы.

положение среди нижнепротерозойских магматических образований (*b* в пределах 62-72). Средняя железистость (*f*) равна 0.19 (Малахов, 1966), суммарное содержание железа в пересчете на  $FeO$  - 13.5%. Гарцбургиты в отличие от всех остальных пород, в том числе и среднепротерозойских ультрабазитов, характеризуются, по данным полук количественного спектрального анализа, отсутствием (ниже предела чувствительности) таких микроэлементов, как  $Be$ ,  $Sc$ ,  $Pb$ ,  $Ga$ ,  $Zr$ ,  $Ba$ ,  $Y$ , и только в единичных случаях встречается  $Zn$  и  $Sr$  (рис.46).

Приведенные выше особенности химизма апогарцбургитовых серпентинитов (за исключением повышенной железистости) являются специфической чертой постдокембрийских альпинотипных гипербазитов различных регионов (Кашкай, 1947; Соболев, 1952; Wilkinson, 1953; Hamilton, Mountjoy, 1955; Пинус и др., 1958; Кузнецов, 1964; Пинус, Колесник, 1966; Малахов, 1969; Соболев, 1969). Это обстоятельство совместно с геолого-петрографическими данными свидетельствует о формационной самостоятельности выделенного комплекса и его принадлежности к гипербазитовому формационному типу. Довольно однородный химический состав и отсутствие первичных породообразующих минералов не позволяет делать какие-либо обоснованные выводы о магматических процессах до и во время кристаллизации. Здесь можно только отметить, что, по данным общей корреляции (5%-й уровень значимости здесь и в остальных случаях), в серпентинитах выделяются две антагонистические группы (внутригрупповые связи положительные, межгрупповые - отрицательные) элементов ( $Mg$ ,  $Ni$ ,  $Cr$  и  $Al$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Ti$ ,  $Ca$ ,  $K$ ), которые в какой-то мере отражают геохимическую



Таблица 7

Некоторые параметры распределения породообразующих окислов для главных представителей пород  
верлит-габбро-оливинтолеитового комплекса

Компоненты	Оливиновые базальты					Пикритовые базальты					Толеитовые базальты				
	$S$	$A$	$E$	$A/S_A$	$E/S_E$	$S$	$A$	$E$	$A/S_A$	$E/S_E$	$S$	$A$	$E$	$A/S_A$	$E/S_E$
$SiO_2$	1.40	-0.30	-0.68	+0.47	-0.48	1.41	-0.28	-0.12	-0.56	-0.12	1.43	-0.27	-0.56	-0.54	-0.56
$TiO_2$	0.12	-0.41	+1.75	-0.68	+0.43	0.11	+0.12	-1.22	+0.41	-1.22	0.11	+0.03	+0.23	+0.068	+0.23
$Al_2O_3$	1.04	-0.23	-0.62	+0.14	-0.62	1.34	+0.57	-0.52	+1.18	-0.52	0.84	+0.83	+0.12	+1.66	+0.12
$Fe_2O_3$	0.55	+0.50	-0.64	+2.89	+0.22	1.21	+0.57	-0.63	+1.13	-0.63	0.91	+0.26	-0.54	+0.50	-0.53
$FeO$	0.55	+0.01	-0.57	-0.68	+3.36	1.22	-0.34	-1.40	-0.66	-1.40	0.80	+0.02	-0.32	+0.03	-0.32
$MnO$	0.05	+1.97	+6.38	+4.08	+2.5	0.05	+1.92	+4.09	+3.78	+4.1	0.04	-0.47	-0.13	-0.94	-0.12
$MgO$	2.83	+0.37	-1.14	+1.45	-0.76	2.55	-0.32	-0.64	-0.64	-0.64	1.57	+0.01	-1.32	+0.02	-1.32
$CaO$	1.10	+0.38	+1.27	+0.43	+0.14	1.47	+1.01	+0.56	+2.0	+0.56	0.97	-0.29	-0.93	-0.58	-0.93
$Na_2O$	0.40	-0.07	-0.69	-0.07	-1.63	0.34	+0.26	-1.17	+0.50	-1.17	0.47	+0.34	+0.26	+0.66	+0.25
$K_2O$	0.21	+1.17	+2.35	+5.00	+4.00	0.09	+0.34	-0.03	+0.68	-0.04	0.42	+1.62	+2.73	+3.22	+2.73
$P_2O_5$	0.05	-0.06	-2.61	+0.33	-0.79	0.05	+2.50	+7.76	+5.0	+7.76	0.06	+0.12	-1.31	+0.24	-1.31
$Cr_2O_3$	0.08	+0.95	+0.57	+7.5	+10.95	0.09	+0.77	-0.26	+1.54	-0.26	0.04	+0.61	-0.58	+1.20	-0.58
$NiO$	0.02	+0.19	+0.05	+1.72	+0.63	0.04	-0.001	-0.34	-0.003	-0.33	0.02	+2.09	+4.69	+3.60	+4.09
$S$	0.03	+2.12	+5.15	+7.4	+8.79	0.02	+0.56	-0.12	+1.16	-0.12	0.04	+1.18	+0.93	+2.33	+0.93
$V_2O_5$	0.02	+0.83	+1.21	+2.38	+1.73	0.02	+1.28	+1.15	+1.97	+0.88	0.02	+0.64	-0.11	+1.08	-0.84
$CoO$	0.004	+1.96	+8.24	+6.0	+12.51	0.005	-0.54	-1.17	-0.83	-0.89	0.003	+1.03	+0.35	+1.67	+0.29
$CuO$	0.024	+4.43	+21.29	+19.0	+36.2	0.003	-0.59	-0.87	-1.0	-0.73	0.007	+0.02	-1.04	+0.042	-0.90

Таблица 7 (продолжение)

Компоненты	Габброиды					Лерполиты					Верлиты				
	$\mathcal{S}$	$A$	$E$	$A/\mathcal{S}_A$	$E/\mathcal{S}_E$	$\mathcal{S}$	$A$	$E$	$A/\mathcal{S}_A$	$E/\mathcal{S}_E$	$\mathcal{S}$	$A$	$E$	$A/\mathcal{S}_A$	$E/\mathcal{S}_E$
$\text{SiO}_2$	3.16	+1.43	+3.06	+3.08	+3.31	3.29	+0.10	-1.23	+0.29	-1.69	2.23	+0.85	+0.48	+2.62	+0.18
$\text{TiO}_2$	0.52	+2.68	+7.60	+5.82	+8.26	0.08	+0.16	-0.59	+0.45	-0.67	0.11	+0.87	+1.72	+2.93	+1.53
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2.49	-1.12	+0.74	-2.43	+0.80	1.43	+0.43	-0.26	+1.17	-0.36	1.29	+0.5	-0.10	+2.21	+0.15
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1.04	+0.76	+0.53	+1.63	+0.56	1.66	+0.22	-1.08	+0.58	-1.48	2.01	-0.09	-0.48	-0.3	-0.68
$\text{FeO}$	1.38	+0.78	+1.96	+1.69	+2.13	1.56	-0.60	-0.34	-1.64	-0.45	2.01	+0.40	+0.15	+1.71	+0.27
$\text{MnO}$	0.06	+2.09	+6.31	+4.35	+6.57	0.03	-0.81	+0.61	-2.52	+0.84	0.03	-0.05	-0.01	-0.7	-0.38
$\text{MgO}$	3.19	+0.18	-0.18	+0.36	-0.19	3.00	-0.32	-0.73	-0.87	+0.99	3.14	-0.51	-0.04	-2.13	-0.32
$\text{CaO}$	2.00	-1.36	+1.14	-2.95	+1.23	1.42	+0.23	-0.16	+0.62	-0.22	1.49	+0.61	+0.52	+1.94	+0.054
$\text{Na}_2\text{O}$	0.85	+0.98	+0.21	+2.15	+0.21	0.28	+0.22	-1.30	+0.60	-1.72	0.15	+1.84	+3.77	+5.88	+4.9
$\text{K}_2\text{O}$	0.60	+2.69	+8.63	+5.84	+9.38	0.10	+0.14	-1.22	+0.37	+1.60	0.12	+1.40	+2.17	+5.10	+4.3
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.13	+1.16	+1.80	+3.15	+1.76	0.06	+2.76	+8.58	+3.53	+2.54	0.09	+3.59	+18.20	+11.0	+30.0
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.08	+0.90	-0.75	+1.76	-0.74	0.13	-1.09	+1.98	-3.04	+2.70	0.19	-0.22	+0.50	-1.61	-0.28
$\text{NiO}$	0.01	+2.06	+3.49	+3.94	+3.35	0.05	+0.47	-0.33	+1.27	-0.45	0.06	-0.45	-0.69	-1.09	-1.34
$\text{S}$	0.03	+3.05	+9.62	+5.83	+9.07	0.05	+4.31	+20.72	+3.64	+26.41	0.06	+2.07	+4.01	+6.44	+6.50
$\text{V}_2\text{O}_5$	0.03	+1.15	+0.81	+2.23	+0.78	0.02	-0.13	-0.81	-0.37	-1.10	0.02	+0.98	+0.68	+3.21	+1.06
$\text{CoO}$	0.004	+0.53	-0.56	+1.01	-0.58	0.006	-1.08	+0.77	-2.98	+1.06	0.02	+6.48	+48.66	+16.8	+51.5
$\text{CuO}$	0.005	+0.67	-0.21	+1.17	-0.18	0.002	-7.80	-2.20	-0.19	-1.47	0.009	+4.64	+24.98	+13.8	+37.1

Примечание:  $\mathcal{S}$  – средние квадратичные отклонения;  $A$  – коэффициент асимметрии;  $E$  – коэффициент эксцесса;

$\mathcal{S}_A$  – среднее квадратичное отклонение коэффициента асимметрии;  $\mathcal{S}_E$  – среднее квадратичное отклонение коэффициента эксцесса.

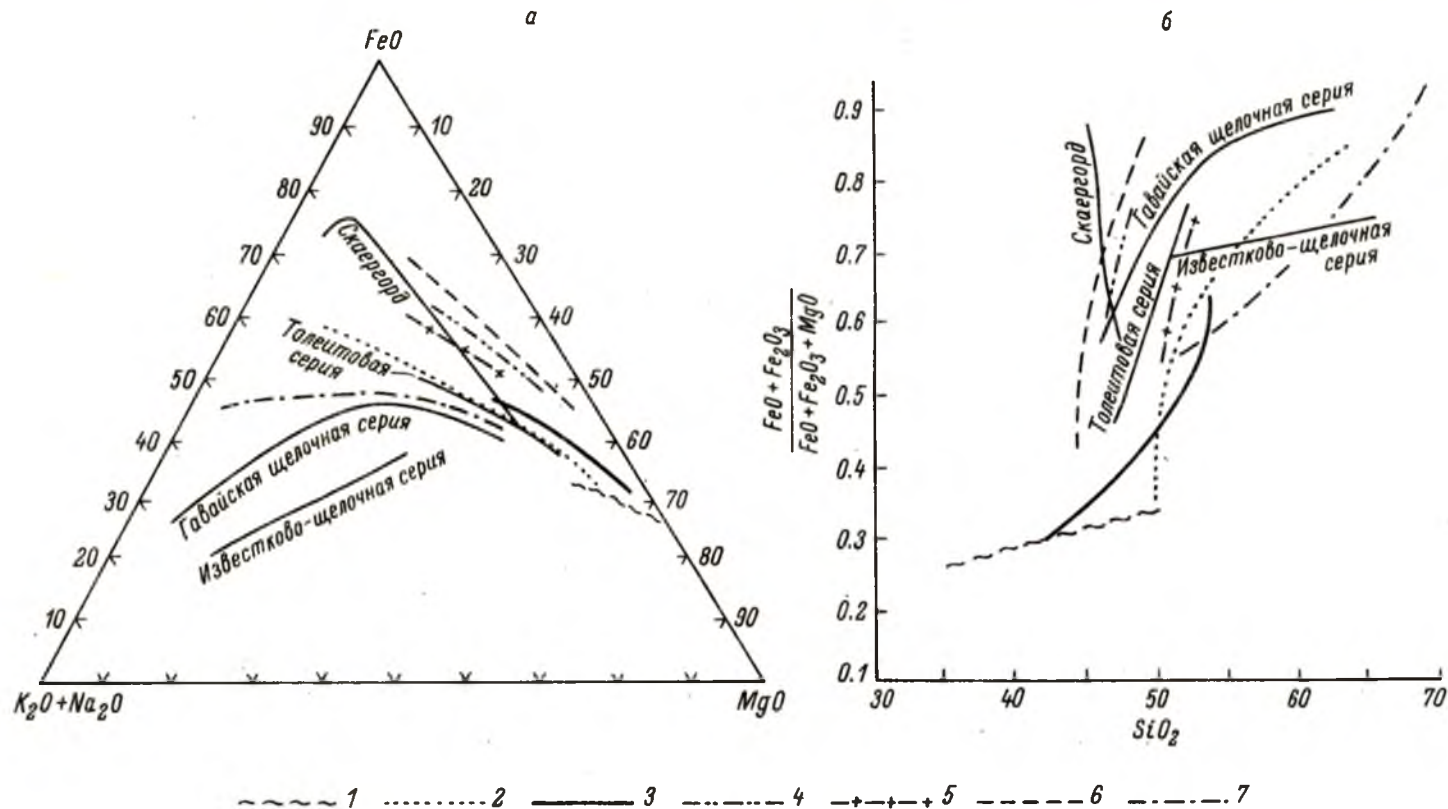


Рис.45. Вариационные линии составов магматических комплексов на диаграммах *AFM* (а) и Е.Ф.Осборна (б).

Суйсарский комплекс: 1 – ультрабазиты, 2 – габброиды, 3 – базальты (оливиновые, пикритовые, толеитовые, пироксеновые); 4 – ятулийский комплекс; 5 – сумский комплекс; лопские комплексы: 6 – габбро-амфиболиты, 7 – андезитов-диабазы.



историю становления гипербазитов. Судя по реликтам пойкилитовых структур и данным корреляционного анализа, следует признать, что первыми выделялись из расплава в твердую фазу  $Mg$ ,  $Ni$ ,  $Cr$  (оливины и хромит) и расплав обогащался остальными компонентами с последующей кристаллизацией пироксенов. Следует также отметить, что путем корреляционного анализа выявлен двойственный характер связей кремнекислоты: прямая связь с  $Ca$ ,  $Fe^{2+}$ , что довольно необычно, с  $Mg$ . Последняя зависимость, очевидно, вторичного характера и обусловлена некоторым привнесом кремнекислоты, необходимым для образования антитерита (Hess et al., 1952; Артемов, Кузнецова, 1966). Возможен также частичный привнос-вынос и других компонентов и перераспределение некоторых из них внутри интрузивного тела. На рис.47 приведены гистограммы распределения  $f'$  и  $FeO'$  в двух интрузивных телах. Если для одного из них (1) максимумы этих величин заключены в довольно узком интервале ( $f' = 0.10-0.15$ ;  $FeO' = 8-12\%$ ), то для второго (2) подобные закономерности не соблюдаются. Последнее обстоятельство, очевидно, обусловлено не только широкими вариациями степени окисления железа в процессе антитеритизации, но и неравномерным перераспределением окисного (магнетитового) железа, что сказалось на результатах опробования и завышения величины среднего значения. С искажением первичного вещественного состава, видимо, частично связана повышенная железистость и пониженная магнезиальность серпентинитов по сравнению с ультрабазитами складчатых областей.

### Сумский диабазовый комплекс

Даже тот небольшой, имеющийся в наличии аналитический материал указывает на ряд специфических черт сумских диабазов, отличных от основных эффузивов других комплексов.

Вулканисты тунгудской серии — более основные по сравнению с породами лопского андезито-диабазового комплекса, что устанавливается по меньшим содержаниям  $SiO_2$  (46–56%) и большим значениям характеристики  $b$  (21–30). Щелочность диабазов также уменьшается ( $Na_2O + K_2O = 3\%$ ), уже не наблюдается резкого преобладания натрия над калием ( $Na_2O/KO = 2.8$ ). Несколько возрастает содержание  $FeO'$  (9.25%).

По химическому составу диабазы сумия довольно близки андезито-базальтам (табл.6).

Дифференциация эффузивов проявлена слабо, поэтому на петрохимических диаграммах (рис.45) кривые, характеризующие размах дифференциации, короткие. Их направление параллельно толеитовым сериям.

Содержание микроэлементов в диабазах в целом не превышает кларки А.П.Виноградова (1962) для основных пород (рис.46). Исключение составляет лишь  $Ga$ , концентрация которого, по данным спектрального анализа, в 1.5–2 раза выше кларка.

### Ятулийский диабазовый комплекс

Данный комплекс, судя по ограниченным химическим анализам, довольно резко отличается от вулканитов нижнего протерозоя. Диабазы характеризуются низким содержанием  $SiO_2$  (46–49%) и повышенным значением характеристики  $b$  (27–32). Они являются наиболее железистыми ( $FeO' = 13.55\%$ ) и титанистыми ( $TiO_2 = 1.43\%$ ) среди эффузивных пород синклиниория. Очень характерная черта ятулийских диабазов — высокое содержание  $P_2O_5$  (0.3–0.66%). Щелочность пород по сравнению с сумским комплексом не изменяется ( $Na_2O + K_2O = 3.09\%$ ), но отношение  $Na_2O/K_2O$  возрастает до 5.1.

По своим петрохимическим особенностям диабазы ятулия наиболее близки к толеитовым базальтам молодых платформ фанерозоя (Кутолин, 1969). Дифференциация внутри комплекса проявлена незначительно. Вследствие этого на петрохимических диаграммах (рис.45) эффузивы образуют слабо вытянутые поля. Их ориентировка свидетельствует о толеитовой направленности дифференциации. Положение полей и вариационных линий на диаграммах значительно отличается от сумского комплекса. Значи-

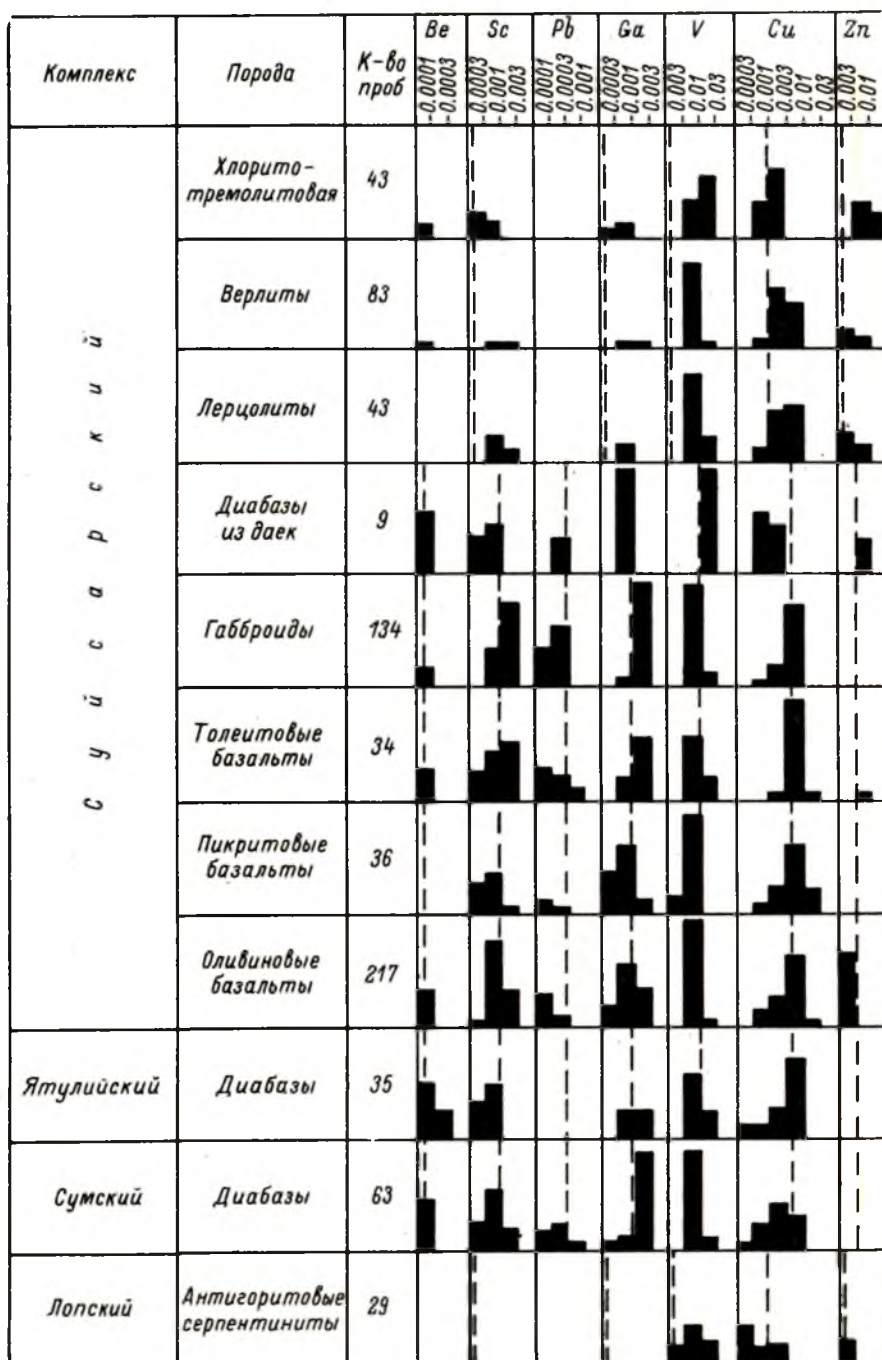


Рис.46. Содержание микрокомпонентов в изверженных породах Ветреного пояса (по данным спектрального анализа).

Прерывистой линией показаны кларки по А.П.Виноградову (1962).

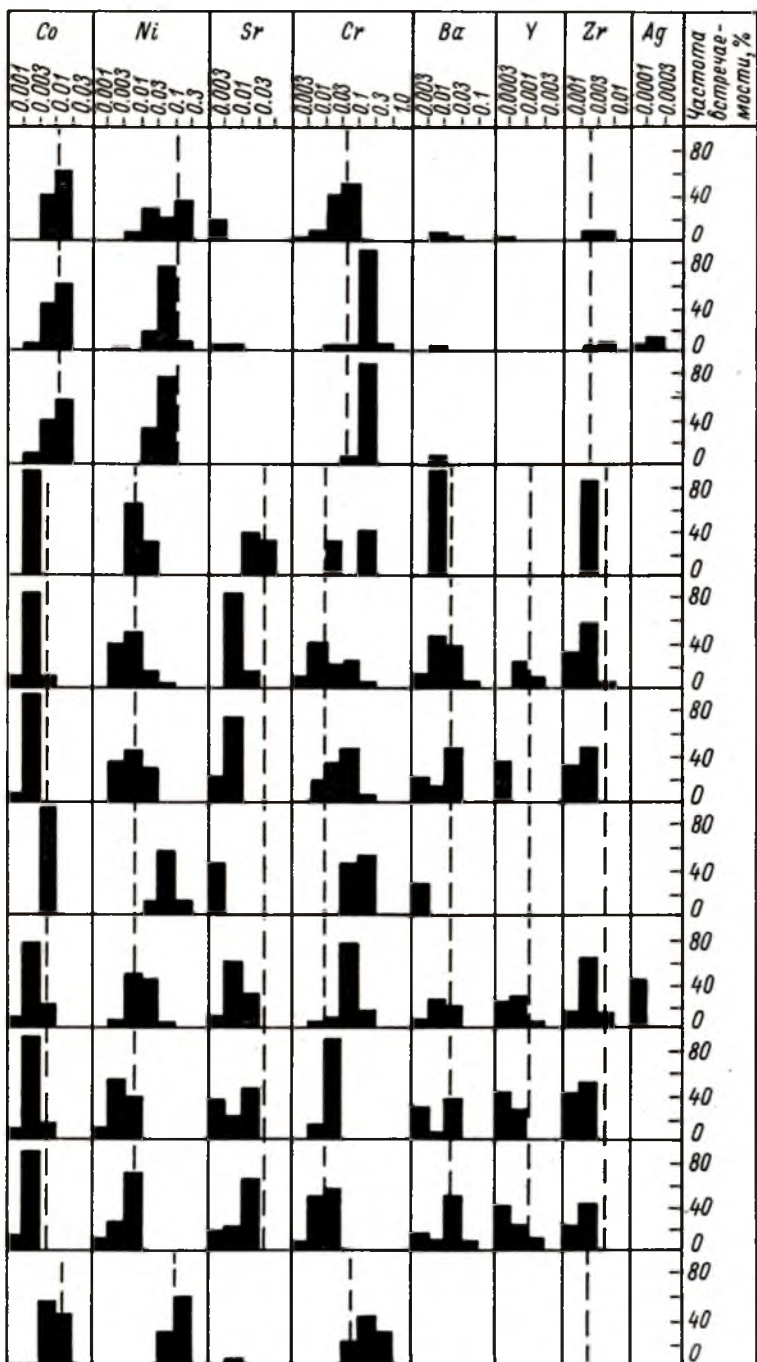


Рис. 46 (продолжение).



тельная разница между диабазами сумия и ятулия отмечается и в концентрациях микроэлементов. Так, последние содержат больше  $\text{Be}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Cr}$  и  $\text{Zr}$ , но меньше —  $\text{Pb}$  (ниже чувствительности спектрального анализа),  $\text{Ga}$ ,  $\text{Ni}$  и  $\text{Sr}$  (рис.46).

Содержание малых компонентов в основном не превышает кларковых значений для основных пород по А.П.Виноградову (1962), за исключением хрома, концентрация

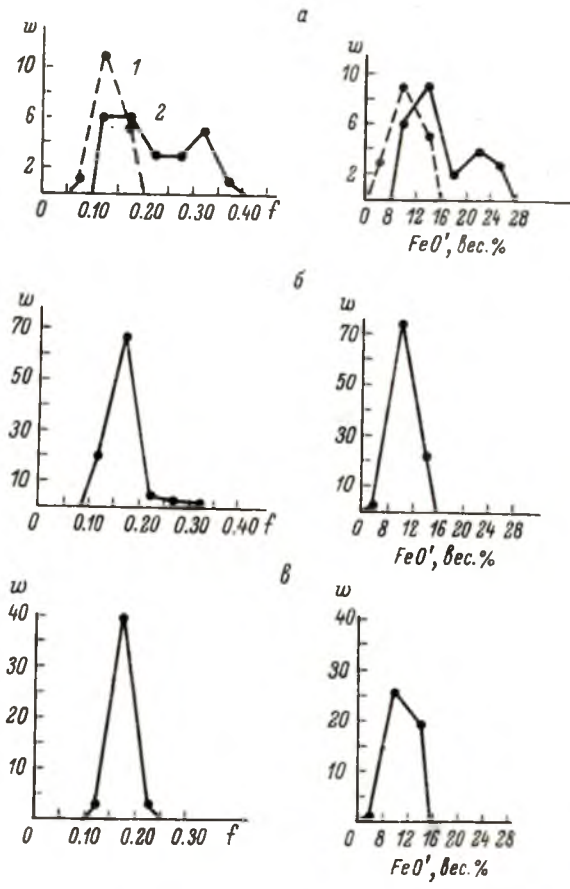


Рис.47. Железистость и суммарное железо (в пересчете на закись) в перидотитах.

а — лопские антигоритовые серпентиниты (1 — массив Пулозера, 2 — массив Коросозера); б — суйсарские аповерлитовые серпентиниты; в — суйсарские аполёрцолитовые серпентиниты.  $f$  — железистость,  $\text{FeO}'$  — суммарное железо,  $W$  — частота встречаемости.

которого в 1.5 выше кларка. В отдельных пробах отмечалась повышенная концентрация меди. Медная геохимическая специализация присуща ятулийским диабазовым комплексам Центральной Карелии (Светов, 1968а).

### Суйсарский верлит-габбро-оливин-толеитовый комплекс

Данный комплекс образует довольно компактную и сближенную по составу группу пород как в эффузивной, так и интрузивной формах проявления, отличительной его чертой является общая антидромная направленность эволюции магматизма.

## Вулканическая фаза

Химизм эффузивов суйсарского комплекса изучен довольно полно. В настоящее время имеется более 200 анализов вулканитов, средние составы которых приведены в табл.6. На диаграмме А.Н.Заварицкого (рис.44) эффузивы образуют единый непрерывный ряд фигуративных точек, вытянутых вдоль оси  $b$  от 52 до 35. Верхняя часть его представлена толеитовыми и пироксеновыми базальтами, средняя – оливиновыми базальтами, а нижняя – пикритовыми базальтами. Оливиновые базальты, как наиболее широко развитые породы, соответствуют средневзвешенному составу вулканической фазы, и отражают наиболее общие черты химизма вулканитов. По своему составу они наиболее близки оливиновому толеиту (Nockolds, 1954), отличаясь лишь повышенным содержанием  $SiO_2$  и пониженным  $TiO_2$ , щелочей и  $FeO$ .

Определение формационной принадлежности оливиновых базальтов по методу В.А.Кутолина (1969) позволяет относить их к океаническим толеитам. Это подчеркивает оригинальность эффузивов рассматриваемого комплекса и его значительное отличие от базальтов континентальных формаций, в том числе от диабазов Ветреного пояса.

По сравнению с диабазами лопия, сумия и ятулия оливиновые базальты резко обогащены магнием ( $MgO = 13.69\%$ ) и обеднены щелочами ( $Na_2O + K_2O = 1.87\%$ ). Различия по другим компонентам, как правило, небольшие, поэтому и величина критерия небольшая. Например, по отношению к сумским диабазам она составляет 6.08. Существенные отличия в содержании  $FeO'$  и  $TiO_2$  наблюдаются лишь при сравнении с диабазами ятулия. В оливиновых базальтах они более низкие и составляют соответственно 10.6 и 0.65%. Более низкое и отношение  $Na_2O/K_2O = 3.9$ .

Своеобразие эффузивов суйсария подчеркивается и характером распределения микрокомпонентов. Оливиновые базальты по сравнению с диабазами лопия, сумия и ятулия содержат значительно больше хрома (в 4 раза выше кларка), никеля (в 2 раза выше кларка), но меньше  $Be$ ,  $Ga$ ,  $Sr$  (рис.46). В диабазах отсутствуют (не улавливаются спектральным методом) такие элементы, как серебро и цинк, в то время как в оливиновых базальтах они фиксируются в половине анализируемых проб.

Как отмечалось раньше, оливиновые базальты содержат значительное количество стекловатого базиса (в среднем 73.5%) и благодаря своему широкому развитию, вероятнее всего, отвечают составу исходного магматического расплава вулканической фазы. Это обстоятельство позволяет предполагать, что геохимические связи, устанавливаемые корреляционным анализом в оливиновых базальтах, существовали и в магме. Если это так, то можно утверждать, что в расплаве имел место геохимический антагонизм между группой  $Mg, Fe^{+2}$  с одной стороны, и  $Si, Ti, Al, Ca, Na, Fe^{+3}$  с другой. Развитие этого антагонизма при изменении физико-химических условий в сторону понижения температуры привело к образованию гетерогенной системы, где, помимо расплава, существовала кристаллическая фаза (оливин) – результат реализации геохимической связи  $Mg$  и  $Fe^{+2}$ . Эта система с резко различными физическими и химическими свойствами составных частей в условиях гравитационного поля или ламинарного течения обладает большой склонностью к дифференциации (Боуэн, 1934).

В природе разделение гетерогенной системы „оливин + базальтовый расплав“ происходит в ограниченных случаях, потому что для этого необходимо благоприятное сочетание сразу нескольких факторов (скорость падения температуры, скорость течения, размер вкрапленников, вязкость расплава и т.д.). Место проявления подобного процесса дифференциации может быть различным: от промежуточных камер в земной коре до лавового покрова. Конечными продуктами такой дифференциации, очевидно, являются пикритовые и толеитовые базальты. Причем первые образуются в результате аккумуляции кристаллов в расплаве, а вторые – из жидкостей, лишенных оливиновых кристаллов. Соответствующие расчеты (Куликов, 1969) показали, что для образования пикритовых базальтов из расплава оливинового базальта необходимо добавить около 50% реально существующего в этих породах оливина. Толеитовый базальт может получиться при удалении из того же расплава 15% оливина.

Пикритовые базальты наиболее основные ( $SiO_2 = 44.6\%$ ) и наиболее магнезиальные ( $MgO = 23.4\%$ ) представители эффузивов. Они по сравнению с оливиновыми базальтами обогащены  $MgO$  и  $FeO$ , но обеднены  $SiO_2, Al_2O_3, CaO, TiO_2$  и щелочами. Таким образом, как по химическим данным, так и петрографическим наблюдениям главное

различие этих пород заключается в разном содержании оливина. Химический состав пикритового базальта наиболее близок среднему океаниту (Тиррель, 1932), отлича-  
ясь лишь пониженным содержанием  $TiO_2$ , щелочей и железа, но повышенным  $MgO$ . Оп-  
ределенная близость намечается с пикритами, которые находятся в тесной ассоциа-  
ции с диабазами (Михайлсв, Семенов, 1965).

В распределении микрокомпонентов также отмечается закономерность. Пикритовые  
базальты по сравнению с оливиновыми обогащены  $Cr$ ,  $Ni$  и  $Co$ , т.е. элементами, вхо-  
дящими в состав оливина или кристаллизующегося раньше него хромита. В то же вре-  
мя элементы, связанные с минералами поздней кристаллизации или вообще отсутст-  
вуют, или встречаются в единичных пробах ( $Zn$ ,  $Ag$ ,  $Y$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Pb$ ,  $Be$ ,  $Zr$ ).

Толейтовые и пироксеновые базальты, имеющие практически одинаковый химиче-  
ский состав, являются наиболее кислыми ( $SiO_2 = 52.1\%$ ) разновидностями эффузивов.  
По сравнению с оливиновыми базальтами они обеднены  $MgO$  и  $FeO$ , но обогащены  $SiO_2$ ,  
 $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$  и щелочами. Это подчеркивает петрографические особенности описы-  
ваемых пород, в которых оливин или отсутствует полностью, или присутствует в ко-  
личествах менее 5%. По химическому составу толейтовые и пироксеновые базальты  
наиболее близки среднему плато-базальту (Дэли, 1936), отличаясь несколько повы-  
шенными значениями  $SiO_2$ ,  $MgO$  и пониженным щелочей,  $TiO_2$  и железа. Формационная  
принадлежность этих пород, рассчитанная по методу В.А.Кутюлина (1969), как и в  
случае с оливиновыми базальтами, соответствует толейтам океанических областей.

Концентрации микрокомпонентов в толейтовых базальтах (рис.46) в большинстве  
случаев противоположны пикритовым базальтам. В первых наблюдаются максималь-  
ные содержания  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Sc$ ,  $Ga$ , но значительно меньше  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ .

Несмотря на существенную разницу между пикритовыми и толейтовыми базальта-  
ми, они имеют единую природу. Иначе трудно объяснить тот факт, что эти породы  
встречаются в пределах единых покровов и состав основной массы пикритового ба-  
зальта (пикритовый базальт за вычетом модельного оливина) почти тождествен  
составу толейтового базальта (табл.8).

Таблица 8

Химический состав пород дифференцированного покрова Б.Левгоры

Компоненты	Пикритовый базальт	Оливин пикритового базальта	Мезостазис оли- винового базаль- та	Толейтовый базальт
$SiO_2$	45.94	38.83	52.97	52.72
$TiO_2$	0.42	0.05	0.82	0.78
$Al_2O_3$	7.05	0.52	14.22	14.40
$Fe_2O_3$	2.41	0.32	} 10.08	10.45
$FeO$	9.36	12.86		
$MnO$	0.20	0.20	0.21	0.19
$MgO$	27.73	46.05	7.33	7.54
$CaO$	5.75	0.07	11.97	11.71
$Na_2O$	0.83	-	1.85	1.86
$K_2O$	0.21	-	0.44	0.35
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00

На диаграммах *AFM* и Осборна вариационные кривые эффузивов суйсарского ком-  
плекса отражают только процессы поверхностной и близповерхностной дифференциации  
исходного магматического расплава. Однако общая эволюция вулканической фазы из-за  
ограниченности фактического материала еще окончательно не выяснена. Судя по име-  
ющимся геологическим и петрохимическим данным, можно говорить, что на ранних эта-  
пах вулканизма его эволюция носила антидромный характер, когда первые порции из-  
лившейся магмы имели более кислый состав по сравнению с последующими. В даль-  
нейшем лава несколько изменяла свой состав: то в сторону окисления, то в сторону  
увеличения основности. Последние же порции магматического расплава, завершившие  
формирование лавового плато, пока достоверно не установлены, и поэтому не пред-  
ставляется возможным нарисовать законченную картину эволюции магматизма  
вулканической фазы.



## Плутоническая фаза

Общей особенностью интрузивных тел габброидов и ультрабазитов комплекса является резкая разница их вещественного состава, отсутствие переходных между ними разновидностей и слабо проявленная дифференциация в тех и других.

Уралитовые габбро и габбро-диабазы. Однотипные интрузивные тела, развитые среди ниже- и среднепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ, помимо петрографо-минералогического однообразия обладают идентичностью химизма. Об этом свидетельствует сравнительный анализ выборок несомненно среднепротерозойских габброидов с подобными же образованиями, развитыми в структурах нижнего протерозоя ( $\alpha = 7.9$ ). Причем толеитовые базальты<sup>1</sup> горы Голец обнаруживают удивительное сходство по химизму с габброидами комплекса ( $\alpha = 3.04$ ) и принадлежат к одной совокупности.

Габброиды являются наиболее кислой составной частью комплекса (табл.6). Для них характерна высокая концентрация кремнекислоты, самое низкое содержание магния, обогащение титаном, щелочами с резким преобладанием натрия над калием (отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4$ ). Содержание суммарного железа в виде  $\text{FeO} = 8.67\%$  и является наиболее низким по сравнению с наиболее типичными вулканитами (оливиновые базальты) и ультрабазитами комплекса.

В заключительных продуктах кристаллизации (габбро-пегматиты) идет резкое увеличение в первую очередь титана, общего железа ( $\text{FeO} = 10.42\%$ ), щелочей с параллельным увеличением преобладания натрия над калием ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5$ ).

Кроме различия в химизме основных элементов, для пород комплекса характерна вполне определенная закономерность распределения элементов-примесей. Так, например, оливиновые базальты и габброиды комплекса характеризуются в целом одинаковым набором элементов-примесей (рис.46). Различие заключается в большинстве случаев только в частотах встречаемости при одинаковых концентрациях и реже – в содержаниях отдельных элементов. В частности, габброидам присуща большая частота встречаемости Pb, Ba, несколько повышенные концентрации Sc и Ga, уменьшение содержания Co, Ni, Cr, Zr по сравнению с вулканитами; Ag встречается только в вулканитах. Совершенно аналогичные геохимические особенности присущи толеитовым базальтам комплекса в целом.

Порфировидный характер структур и однородность строения интрузивных тел свидетельствуют о кристаллизации их в гипабиссальных условиях на месте окончательной консолидации.

Судя по вариационным диаграммам (рис.45), кристаллизация габброидов происходила в условиях постоянства общего состава с накоплением в конечных продуктах железа (сингенетическая титаномagnetитовая минерализация) и в меньшей степени кремнезема и щелочей (преимущественно натрия) на самых заключительных этапах кристаллизации (габбро-пегматиты).

Геохимический антагонизм двух групп элементов (Mg, Ca, Al и Si, Na,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ , Ti) совместно с петрографическими данными свидетельствует о переходе в твердую фазу прежде всего элементов первой группы (клинопироксен) и накопления в остаточном расплаве остальных компонентов и преимущественно железа.

Аповерлитовые и аполерцолитовые серпентиниты. Ультрабазиты – конечные и наиболее основные продукты магматизма сложного комплекса. Как уже раньше отмечалось, в отдельных массивах верлиты и лерцолиты связаны между собой постепенными взаимопереходами.

Средние составы (табл.6), различные вариационные диаграммы (рис.44, 45) и одинаковый набор элементов-примесей (рис.46) свидетельствуют о близости их составов. На диаграммах они образуют единую компактную группу. В подтверждение этого можно сослаться на порядок величин  $\alpha$ , как меры расстояния между совокупностями в  $n$ -мерном пространстве для сравниваемых между собой различных интрузивных тел верлитов и лерцолитов (5.3, 7.3, 8.8), относящихся к единой совокупности по результатам дискриминантного анализа и критерия  $T^2$ . Основное различие верлитов от лерцолитов заключается в более высоком содержании в первых

<sup>1</sup> По мнению В.Д.Слюсарева (1967, 1968, 1971б; Богачев и др., 1968), толеитовые базальты района горы Голец (а также пикритовые базальты) являются самостоятельными дайкообразными телами, а не составными частями покровов (рис.4).

Mg и  $Fe^{+3}$  (более интенсивная степень серпентинизации), Ni и Cr (табл.6). Коэффициент железистости и суммарное содержание железа в верлитах ( $f = 0.17$ ;  $FeO = 11.90\%$ ) и перцолитах ( $f = 0.18$ ;  $FeO = 11.70\%$ ) практически одинаковы (рис.47). Это относится и к концентрациям титана. Для перцолитов характерно обогащение кремнекислотой, алюминием, кальцием и щелочами (преимущественно натрием) при увеличении отношения  $Na_2O/K_2O$  от 1 в верлитах до 2 в перцолитах и 10 в габбро-пегматитах, генетически связанных с последними. А в целом особенности химизма, присущие перцолитам, достигают максимума в жильных габбро-пегматитах.

Кроме того, перцолитам присуща большая частота встречаемости Sc, Ga, Zr и Ba. Полуколичественные спектральные анализы минеральных фаз свидетельствуют о том, что основными концентраторами Sc являются пироксены (преимущественно моноклинные), Ba и Ga — плагиоклаз и биотит; Be и Sr встречаются только в плагиоклазе, а цинк — в магнетите. Следует также отметить присутствие Ni и Co в плагиоклазе и магнетите, Ni и Cr — в биотите.

Весьма примечательно также то обстоятельство, что сравнение пикритовых базальтов, в частности района горы Голец, с верлитами установили их принадлежность к единой совокупности по химизму ( $\alpha = 4.66$ ), хотя пикритовые базальты и отличаются более кислым характером (содержат больше Si, Al, Ti,  $Fe^{+2}$ , Ca, Na и меньше Mg). В то же самое время пикритовые базальты и перцолиты, хотя составы их и сближены ( $\alpha = 12.9$ ), образуют две разнородные по химизму подгруппы. Это обусловлено в первую очередь более высокими концентрациями Ti, Al и Ca в пикритовых базальтах и большей магниезальностью перцолитов. Для верлитов и пикритовых базальтов в целом характерен один и тот же набор элементов-примесей.

По петрографо-минералогическим особенностям ультрабазитов комплекса аналогичны ультраосновным породам Суйсари и Печенги (Гилярова, 1967), сходны с пикритоподобными перидотитами Сарановско-Вишерского пояса западного склона Урала (Смирнов, Кухаренко, 1960; Штейнберг, 1968; Старков, 1969), пикритами Казахстана (Михайлов, Семенов, 1965). Химический состав также весьма своеобразен. Ультрабазиты района наиболее близки к пикритам нормального типа (Михайлов, Семенов, 1965), связаны с диабазовыми сериями, но отличаются более высокими концентрациями магния, хрома и более низкими титана и щелочей.

По сравнению с габброидами ультрабазиты отличаются принципиально иной тенденцией направленности дифференциации. Уже на диаграмме Заварицкого (рис.44) они образуют довольно вытянутое поле вдоль оси  $b$ , свидетельствующее о наличии дифференциации.

Как следует из петрографических наблюдений, для ультрабазитов характерна реакционная серия типа серии орогенных поясов Осборна (Osborn, 1962), когда в качестве самостоятельной фазы на ранних этапах появляется магнетит, характеризующийся прогрессивным уменьшением в нем в процессе кристаллизации Cr, Ti и Al, вплоть до чистого магнетита. Подобная реакционная серия формируется в условиях постоянного парциального давления кислорода при постоянстве коэффициента фракционирования с накоплением в конечных продуктах кремнекислоты, что хорошо иллюстрируется диаграммой (рис.45) и весьма незначительным увеличением общей железистости и щелочности (преимущественно натрия) в остаточных продуктах — габбро-пегматитах.

По данным общей корреляции, верлитам и перцолитам присущ одинаковый геохимический антагонизм двух групп элементов (Mg, Ni, Cr,  $Fe^{+3}$  и Si, Al, Ca, Na, K,  $Fe^{+2}$ , Ti), интенсивность которого, судя по характеру межгрупповых связей, существенно уменьшается в перцолитах. Порядок кристаллизации и характер корреляционных связей свидетельствуют о единой геохимической направленности процесса кристаллизации, одинаковой последовательности и первоочередности перехода Mg, Ni и Cr из жидкой в твердую фазу с накоплением в остаточных продуктах остальных компонентов и главным образом кремнекислоты.

Точно так же, как и для габброидов, порфировидный характер структур и преобладающее развитие простых недифференцированных тел верлитов могут свидетельствовать о кристаллизации их в гипабиссальных условиях на месте окончательной консолидации. На этом основании можно полагать, что верлиты отвечают составу исходного расплава, достигшего места внедрения, производными которого являются все ультрабазиты комплекса.

Единство геохимического антагонизма, постепенные переходы между верлитами и перцолитами в отдельных массивах, наличие самостоятельных тел верлитов и перцолитов и слабо проявленная дифференциация в последних говорит о едином процессе кристаллизационной дифференциации как в движении, так и на месте окончательной консолидации.

### Металлогеническая специфика

Появление данного раздела в работе вызвано необходимостью более четкого представления металлогенического аспекта общей геохимической специфики комплексов. Понятие металлогенической специфики не равноценно реальной или потенциальной рудоносности, возможность обнаружения которой на основе простейших геохимических данных значительно преувеличена и базируется на признании существования универсальной закономерной связи между геохимическими особенностями и рудоносностью.

В генетической связи с направленным развитием магматизма находится и геохимическая специфика комплексов. Магматические комплексы геосинклинального и эпигеосинклинального циклов характеризуются своими отличными и специфичными особенностями (табл.9).

### Лопский андезито-диабазовый комплекс

Колчеданная минерализация халькопирит-пирит-пирротинового типа с примесью галенита и сфалерита является характерной особенностью отдельных участков развития осадочно-вулканогенных толщ парандовской серии. Сульфидная минерализация локализуется в краевых частях синклинальных структур вдоль зон глубинных разломов, часто в ассоциации с интрузивными телами серпентинитов. Она наиболее интенсивно проявлена в зонах расщепления, дробления, брекчирования и сопровождается обычно широко развитыми процессами биотитизации, окварцевания, карбонатизации, эпидотизации и хлоритизации вмещающих сланцевых толщ. Преобладает тонкопрожилковый и в меньшей степени тонковкрапленный тип рудной минерализации. В отдельных прожилках, достигающих мощности 20–30 см, сульфиды наблюдаются в тесном сростании с кварцем, эпидотом и карбонатом. В районе р.Кумбуксы А.А.Аверин в 1834 г. в подобных прожилках в контакте с альбититовыми жилами выявил золото-серебряное рудопроявление. В сульфидных жилах содержание золота достигает 28 г/т, а серебра – 576 г/т. Последующие исследования СЗТТУ не подтвердили таких высоких концентраций. А.В.Синицын и Л.А.Ермолаева (1970), возвращаясь к этому вопросу, приходят к выводу о большей достоверности результатов А.А.Аверина, полученных пробирным методом по сравнению с извлечением золота путем амальгамирования и цианирования в лаборатории СЗТТУ. Поэтому эти авторы считают перспективной на золото и серебро полосу развития парандовских зеленосланцевых толщ от Выгозера до р.Волошевой.

Следует отметить, что колчеданная минерализация является неотъемлемой чертой лопских вулканических комплексов восточной части Балтийского щита. Именно с ними связаны месторождения колчеданов южной и восточной Карелии (Хаутаваарское, Парандовское, Ведлозерское, Нялмозерское и ряд других), которые по типу рудной минерализации, составу руд и генетической связи с контрастно-дифференцированными вулканическими сериями идентичны колчеданному рудопроявлению района Ветреного пояса.

### Лопский габбро-амфиболитовый комплекс

Для габбро-амфиболитов характерно наличие повышенных концентраций меди; наиболее обычные содержания  $\text{CuO}$  составляют 0,05% и в отдельных случаях возрастают до 0,1%; резко повышается содержание серы (обычно на уровне 0,1%), достигая аномальных значений (0,17–0,18% и 0,56%). Концентрация  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в большинстве



Таблица 9

Характер рудной минерализации магматических комплексов

Комплекс	Порода	Рудная минерализация	
		Ведущая	Второстепенная
Суйсарский	Дайки диабазов	Хромит-ильменит-титаномагнетитовая	Пирротин-халькопиритовая, куприт, ковеллин
	Верлиты, перцолиты	Сингенетическая магнетит-хромитовая	Ильменит, мартит, сингенетическая пирит-пирротин-халькопиритовая, иногда пентландит, виолорит, бравоит; эпигенетическая пирротин-халькопирит-пиритовая
	Габброиды	Сингенетическая халькопирит-пирит-пирротин-овая, сингенетическая титаномагнетитовая	
	Пикритовые базальты	Сингенетическая хромит-магнетитовая	Поздне- и постмагматическая пирротин-халькопирит-пиритовая
	Толентовые базальты	Поздне- и постмагматическая пирротин-халькопирит-пиритовая	Сингенетическая хромит-магнетитовая
	Оливиновые базальты	Сингенетическая хромит-магнетитовая	Сингенетическая пирротин-халькопирит-пиритовая, иногда с пентландитом
Ятулийский	Диабазы	Постмагматическая пирит-халькопиритовая	
Сумский	Диабазы	Пирит-пирротин-овая	
Лопский	Антигоритовые серпентиниты	Эпигенетическая пирит-пирротин-халькопиритовая, встречается пентландит, виоларит, бравоит	Сингенетическая пирротин-халькопиритовая, куприт, халькозин, ковеллин; магнетитовая
	Габбро-амфиболиты	Ильменит-титаномагнетитовая	Эпигенетическая халькопирит-пирит-пирротин-овая, сфалерит, куприт, халькозин, арсенопирит, ковеллин
	Диабазы, андезиты, альбитофиры	Эпигенетическая халькопирит-пирит-пирротин-овая	Сфалерит, галенит

случаев отмечается в виде следов и только в отдельных случаях достигает 0.06–0.07%. В равной мере это касается и никеля, силикатная фаза которого не превышает 0.03–0.04%; в нескольких случаях был встречен сульфидный никель в исчезающе малых количествах (0.01% NiS). Но основной рудной минерализацией является сингенетическая титаномagnetитовая.

### Лопский гипербазитовый комплекс

В антигоритовых серпентинитах широко развит вторичный магнетит, присутствует эпигенетическая сульфидная, в том числе никелевая, минерализация; хромит в аншлифах не наблюдался, что, очевидно, вызвано его замещением в процессе серпентинизации (Hess et al., 1952) и переходом в силикатную фазу (Малахов, 1970). Ниже мы кратко рассмотрим эмпирические данные о содержаниях металлогенных компонентов и характере их распределения в пределах интрузивных тел.

Среди рассматриваемых магматических образований нижнего протерозоя наиболее высокие концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  присущи серпентинитам гипербазитового комплекса (табл.6, рис.48). Среднее содержание трехоксида хрома составляет 0.22%, а наиболее часто встречаемые концентрации находятся в пределах 0.0–0.15%. В то же время обращает на себя внимание весьма низкое содержание хрома для высокомагнезиальных серпентинитов, резкие колебания его содержаний в пределах интрузивных тел и общее понижение концентрации на отдельных участках, судя по данным кернового опробования. Можно полагать, что подобные закономерности распределения являются отражением вторичных процессов и связаны с различной степенью перераспределения окисной и силикатной форм хрома в пределах интрузивных тел, а возможно, и выносом во вмещающие породы. В частности, примеры миграции хрома во вмещающие породы известны для докембрийских ультрабазитов района Оутокумпу на юге Финляндии (Саксела, 1959; Эскола, 1967), о чем свидетельствуют многочисленные секущие прожилки и вкрапления хромита в зонах реакционных скарнов на контакте с массивами серпентинитов, наличие хромсодержащих диопсидов, тремолитов и гранатов. Причем именно для антигоритовых серпентинитов–офиолитов (Haapala, 1936) этого же района в ряде случаев присущи низкие концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Так что вопрос о том, является ли подобная закономерность отличительной чертой докембрийских ультрабазитов гипербазитового формационного типа, или это в большей степени обусловлено процессами метаморфизма, еще требует выяснения. На подвижность хрома в процессе гидротермального метаморфизма серпентинитов указывают и другие исследователи (Пинус, Колесник, 1966).

Помимо низких концентраций хрома своеобразие антигоритовых серпентинитов заключается также в том, что по сравнению со всеми изученными в районе базит–ультрабазитовыми образованиями нижнего и среднего протерозоя они характеризуются наиболее высокими концентрациями никеля, присутствующего в сульфидной и силикатной форме. На рис.48 и 49 приведены средние содержания валового никеля, соотношение его сульфидной и силикатной фаз, а также характер распределения в пределах интрузивных тел или отдельных участков (рис.50) совместно с распределением серы и трехоксида хрома.

В целом серпентиниты комплекса отличаются довольно высокими концентрациями валового никеля ( $\text{NiO} = 0.25\%$ ). Особый интерес вызывает не только и не столько само наличие сульфидного никеля, сколько его соотношение с силикатным. Как уже отмечалось, общей закономерностью является наиболее интенсивное проявление сульфидной минерализации в приконтактовых или внутренних зонах расслаивания серпентинитов, часто в ассоциации с карбонатным материалом.

Как свидетельствуют приведенные гистограммы, дающие в обобщенном виде представление о соотношении сульфидного и силикатного никеля, и разрезы по результатам кернового опробования (по материалам А.В.Пекурова за 1965 г.) скважин, характер распределения сульфидного никеля крайне неравномерный. Например, в пределах одного и того же интрузивного тела в районе Пулозера (рис.48) концентрация сульфидного никеля в лежачем боку (скв.15) намного ниже, чем на одном из участков серпентинитов (скв.12), заключенном между телами клинопироксенитов (рис.5) ближе к висячему боку, где силикатная и сульфидная фазы никеля развиты примерно в

одинаковой степени или даже сульфидный никель местами преобладает. Точно так же неравномерно распределен сульфидный никель в скв.1.

Анализ этого распределения свидетельствует о наличии обратной связи между силикатным и сульфидным никелем, более резких колебаний последнего по сравнению с силикатным, совмещение максимумов серы и никелевой сульфидной фазы, а также появление сульфидного никеля во вмещающих зеленых сланцах (скв.15) и габбро-амфиболитах (скв.1). Полученные данные по характеру распределения и соотношения

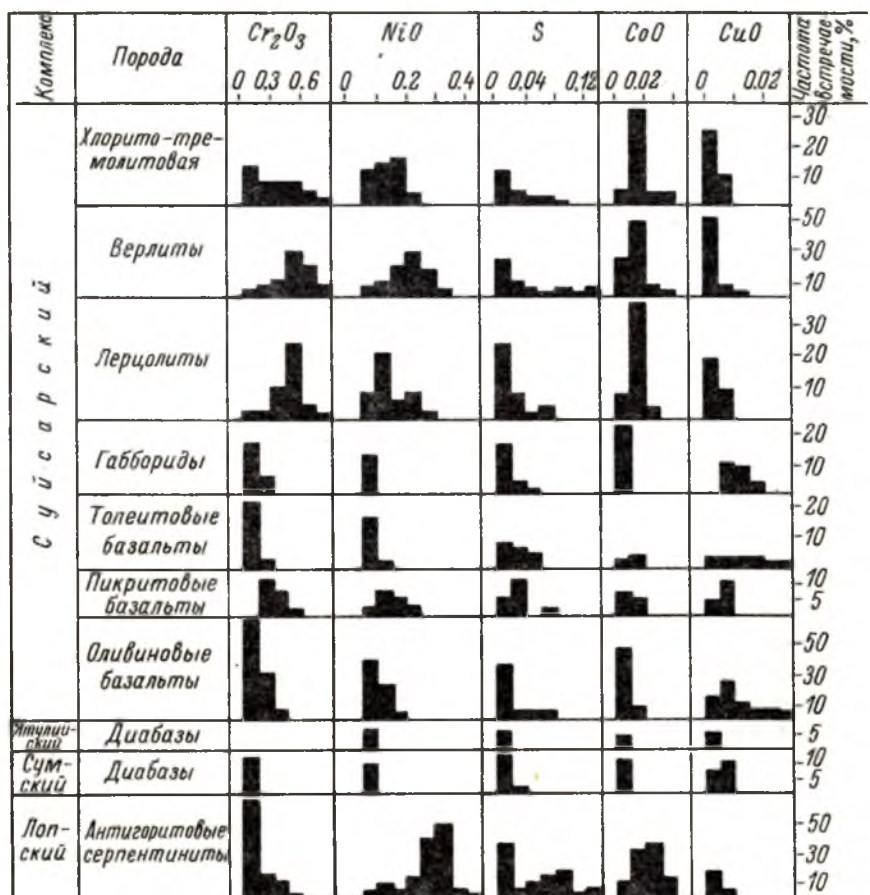


Рис.48. Гистограммы распределения металлогенных компонентов и серы (по данным химических анализов) в основных и ультраосновных породах (вес %).

сульфидной и силикатной фаз никеля наряду с приуроченностью сульфидной минерализации к зонам расслаивания и брекчирования, ее прожилково-вкрапленный тип, идентичность самой сульфидной минерализации (за исключением сульфидной никелевой фазы) в ультрабазитовых и вмещающих образованиях – все это свидетельствует об эпигенетическом характере сульфидного никеля. В таком случае необходимо выделять металлогеническую специфику магматического и метаморфического этапов формирования ультрабазитов. Как уже ранее отмечалось  $Mg$ ,  $Cr$  и  $Ni$  являются ассоциирующими элементами в многокомпонентной системе – серпентините. Подобная ассоциация для ультрабазитов общеизвестна и является результатом магматического этапа кристаллизации оливина и хромита типа оливин-хромшпинелидовой котектики, установлен-



ной для модели гипербазитовых ассоциаций по экспериментальным данным (Keith, 1954; Базилевский, 1968). В то же время данные уравнений множественной регрессии (рис.51), определяющие сравнительную степень влияния на концентрацию валового никеля в породе каждого из остальных компонентов, свидетельствуют о том, что, помимо содержаний магния и хрома, почти такое же влияние оказывает и сера, а повышение содержаний закисного и окисного железа ведет к уменьшению никеля.

Таким образом, появление сульфидного никеля в серпентинитах связано с процессами вторичного сульфидообразования, которые следует рассматривать как результат сульфуризации серпентина, преимущественно за счет привноса серы извне. Одним из возможных и реальных ее источников могли быть первичные пиритовые руды при их перекристаллизации в пирротиновые (Naldrett, 1969). Подобный процесс образования пирротиновой минерализации в осадочно-вулканогенных комплексах нижнего протерозоя установлен в зонах развития первичных вулканогенно-осадочных пиритовых руд Карелии (Рыбаков, 1971).

Процессы вторичного сульфидообразования отмечаются и в ряде других районов развития ультрабазитов, а принципиальная возможность извлечения силикатного никеля за счет реакции серы с силикатами подтверждается экспериментальными данными (Куллеруд, Йодер, 1965). Ряд исследователей (Гинзбург и др., 1946; Бетехтин, 1953; Штейнберг и др., 1969) отмечают образование вторичных никелевых сульфидов в процессе гидротермального метаморфизма ультрабазитов и привноса серы. Убедительные примеры перераспределения никеля и его перехода из силикатной в сульфидную форму приведены в работе И.А.Малахова (1966), наблюдается резкое уменьшение никеля в оливинах перекристаллизованных дунитов Кемпирсайского плутона (Павлов и др., 1968) с наложенной сульфидной минерализацией, содержащей сульфидную фазу никеля. В районе Хаутаваары (южная Карелия) пирротиновая жила, секущая серпентиниты, резко обогащается пентландитом (Рыбаков, 1969) в отличие от безникелевых пиритов и пирротиновых руд во вмещающих породах. Аналогичное обогащение сульфидным никелем колчеданов, секущих ультрабазиты, отмечается в Аллараченском районе Кольского полуострова, на Урале (Штейнберг, 1963). Но наиболее изученные и убедительные примеры перераспределения и вторичного сульфидообразования установлены в рудной зоне Оутокумпо на территории Финляндии, где обнаружено два типа эпигенетического сульфидного никелевого рудопроявления: 1) примесь сульфидного никеля в кобальто-медных рудах (пирит присутствует наряду с пирротинном), располагающихся на контактах с серпентинитами во вмещающих породах (Nuhma а. Nuhma, 1970) и 2) существенно

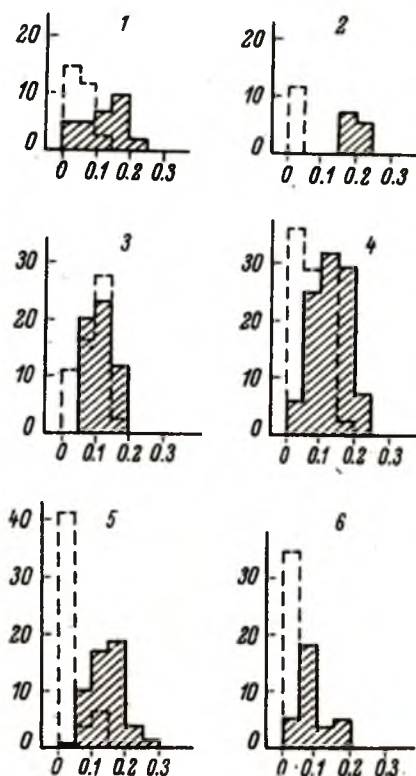


Рис.49. Соотношение сульфидного (прерывистая линия) и силикатного (заштриховано) никеля (в металлической форме, вес. %) в перидотитах.

Лопские антигортитовые серпентиниты: 1 - скв.1 (участок Коросозера), 2 - скв.15 (участок Пулозера), 3 - скв.12 (участок Пулозера), 4 - сводная гистограмма по скв.1, 12 и 15; суйсарские перидотиты: 5 - аповерлитовые серпентиниты, 6 - апоперцолитовые серпентиниты и перцолиты.

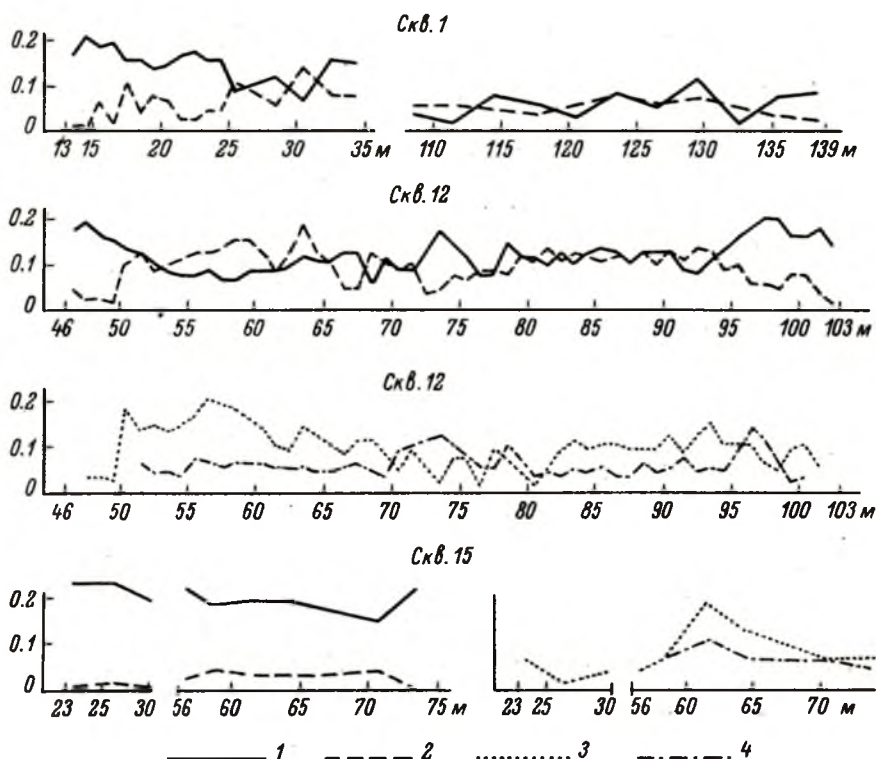


Рис.50. Распределение сульфидного и силикатного никеля (в металлической форме), серы, трехоксида хрома по разрезам скважин в антигоритовых серпентинитах участков Коросозера и Пулозера.

1 - Ni силикатный; 2 - Ni сульфидный; 3 - сера; 4 -  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

никелевая сульфидная (пирротин-пентландит) также во вмещающих скарнах на контакте между богатыми сульфидами железа черными сланцами и серпентинитами (Häkli, 1963; Nuhma a. Nuhma, 1970). В тех случаях, когда сульфиды присутствуют в серпентинитах, то последние обогащены пентландитом. Общий анализ всех известных медно-никелевых рудопроявлений в основных-ультраосновных телах на территории Финляндии (Häkli, 1963) и изучение характера распределения никеля между сосуществующей сульфидной и силикатной (оливины, пироксены, амфиболы) фазами привел автора к выводу о наличии прямой линейной зависимости между ними и возможности быстрого достижения химического равновесия. Следствие этого - переход никеля из силикатной в сульфидную форму, а благоприятными факторами для образования сульфидного никеля является внедрение ультрабазитов в породы, богатые сульфидами железа, или проникновение безникелевого сульфидного материала в породы, обогащенные силикатным никелем. Даже для традиционных объектов магматического генезиса медно-никелевых руд, например Сэдбери, существенная роль отводится процессам сульфуризации серпентинитов (Chehey, Lange, 1967).

Приведенные данные свидетельствуют о подвижности никеля в гидротермальных условиях серпентинизации и последующего метаморфического преобразования серпентинитов, возможности его извлечения из силикатов, перераспределения вплоть до

выноса за пределы интрузивных тел и переход в сульфидную форму как в пределах самих массивов ультрабазитов, так и во смешивающих породах.

Если в настоящее время нам известны некоторые эмпирические данные о процессах вторичного сульфидообразования, то необходимые физико-химические условия, за исключением наличия серы в той или иной форме, для оптимального проявления вторичного процесса образования никелевой минерализации еще требуют выяснения. Так, например, многочисленные анализы природных серпентинитов и экспериментальные исследования (Roy, а. Roy, 1954; Gillery, 1959) свидетельствуют о переходе никеля в решетку серпентина в процессе метаморфизма ультрабазитов. Другие исследователи (Грудинин, Летников, 1969) на основе анализа термодинамических констант первичных силикатов и серпентина рассматривают процесс серпентинизации как стерилизацию оливина от железа и никеля в гидротермальных условиях и переход их в подвижное состояние. В то же время известны находки самородного никеленосного железа в серпентинитах (Nickel, 1958; Krishnarao, 1964), свидетельствующие, очевидно, о том, что не весь никель переходит в серпентин.

Из вышеизложенного вытекают некоторые вопросы теоретического плана и важные в практическом отношении выводы для зоны карелид.

1. Выяснение необходимых условий перехода никеля в подвижное состояние в процессе метаморфической эволюции ультрабазитов и максимального его извлечения и мобилизации в процессе сульфуризации силикатов.

2. Наряду с изучением основного ультраосновного интрузивного магматизма и проявлений вулканической деятельности, необходимо выявлять зоны с повышенными концентрациями серы, а также ее возможные источники, закономерности перераспределения в процессе метаморфизма вулканитов и связанных с ними колчеданных залежей, богатых сульфидами железа, никеля, меди и кобальта черных сланцев (Marmo, 1960; Peltola, 1968). Например, для территории Финляндии установлена закономерная связь зон глубинных разломов, базит-ультрабазитовых интрузий, повышенных концентраций серы и большинства промышленно важных месторождений сульфидного типа с двумя крупнейшими и взаимно пересекающимися зонами северо-западного и субширотного простираний (Mikkola, Niini, 1968; Häkli, 1970).

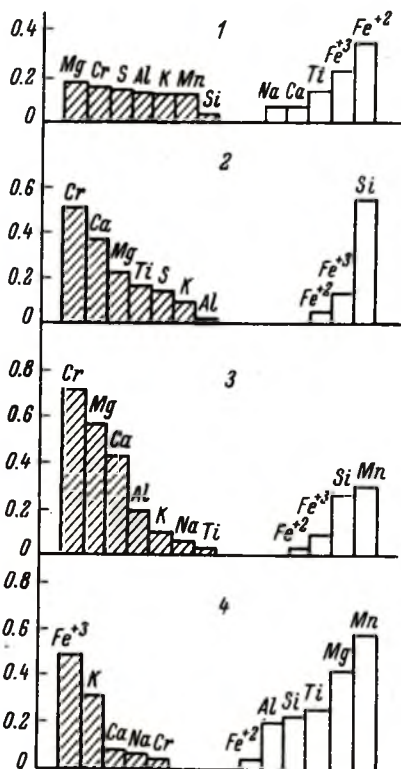


Рис.51. Значения коэффициентов (в кислородных отношениях) уравнений множественной регрессии в стандартизованном масштабе для никеля металлического. Слева положительные, справа отрицательные коэффициенты. Уровень значимости 5%.

1 - лопские антигоритовые серпентиниты; 2 - суйсарские аповерлитовые серпентиниты; 3 - хлорит-тремолитовые породы по аповерлитовым серпентинитам; 4 - суйсарские лерцолиты и аполерцолитовые серпентиниты.



3. Представляется целесообразным более интенсивное вовлечение в металлогенические исследования на эпигенетические медно-кобальтовые и медно-никелевые руды площадей развития интрузий гипербазитового формационного типа, совмещенных с зонами развития колчеданной минерализации во вмещающих осадочно-вулканогенных толщах.

#### Сумский диабазовый комплекс

Рудная минерализация, связанная с диабазами сумия, развита спорадически и изучена слабо. В настоящее время известны только единичные проявления в эффузивах пирита и халькопирита, представленных тонкими прожилками, примазками и редкой вкрапленностью; изредка сульфиды встречаются в миндалинах среди диабазов.

Следует отметить своеобразную специфику вулканитов комплекса, которая, судя по данным химического и спектрального анализов, заключается в повышенном содержании хрома, в 1,5 раза превышающем кларковые значения для основных пород по А.П.Виноградову (1962). В целом же металлогеническая специфика комплекса изучена слабо и требует дальнейших исследований.

#### Ятулийский диабазовый комплекс

Отличительной чертой ятулийских диабазов является сульфидная минерализация, представленная халькопиритом, и обогащение по сравнению с эффузивами других комплексов титаном, который концентрируется в титаномagnetите. Халькопирит в ассоциации с пиритом и карбонатным материалом образует маломощные прожилки (до 3 см), тяготеющие к зонам карбонатизации и участкам развития порфиробластических амфиболитов по основным вулканитам. Медно-титановая металлогеническая специфика присуща вообще ятулийским эффузивам юго-восточной части Балтийского щита. Так, в центральной и южной Карелии известны многочисленные рудопроявления меди, которые разрабатывались еще в петровские времена с начала XVIII в. Известны также и рудопроявления титаномagnetита, сходные с титаномagnetитовым оруденением Пудожгорского месторождения (Светов, 1968а).

#### Суйсарский верлит-габбро-оливин-толеитовый комплекс

Наиболее общей особенностью комплекса является хромито-магнетитовая минерализация, но в то же время каждой его составной части присущи свои специфические черты. Последняя особенность намечалась уже по характеру рудной минерализации и еще более четко вырисовывается при анализе характера распределения ряда металлогенных компонентов.

**Вулканическая фаза.** Рудная минерализация, связанная с эффузивами данного комплекса, имеет четко выраженный двойственный характер. С одной стороны, эффузивы обогащены хромитом и хромсодержащим магнетитом, которые в виде мелких кристаллов наблюдаются в оливиновых и пикритовых базальтах. С другой стороны, базальты сопровождаются сульфидной минерализацией (пирротин, пирит, халькопирит, пентландит).

Основные хромсодержащие минералы (хромит, магнетит), образующиеся наряду с оливином в раннюю стадию кристаллизации базальтового расплава, максимальной концентрации достигали в породах-аккумулятах (пикритовых базальтах), в то же время толеитовые и пироксеновые базальты, представляющие собой продукты поздней стадии кристаллизации, практически лишены хромита и значительно меньше в них хромсодержащего магнетита.

В толеитовых базальтах значительно больше сульфидов. Эти минералы образовались в пост- и позднемагматическую стадию и чаще всего выполняют тонкие прожилки и интерстиции между силикатными минералами. Гораздо реже отмечается вкрапленный тип минерализации. Своеобразной чертой сульфидной части базальтов является ее бедность никелем. Содержание сульфидного никеля в эффузивах в 8-10 раз меньше, чем силикатного. Главная часть никеля сосредоточена в оливине, и поэтому его максимальная концентрация ( $NiO = 0.10\%$ ) отмечается в богатых оливином пикритовых базальтах (рис.48). В оливиновых базальтах содержание  $NiO$  также высокое (0.05%), в 2 раза превышающее кларк для основных пород, а в толеитовых базальтах оно приблизительно соответствует кларку (0.024%).

Распределение Cr во многом схоже с Ni. Максимальная концентрация отмечается в пикритовых базальтах (0,29%), средняя – в оливиновых базальтах (0,13%) и минимальная – в толеитовых базальтах (0,07%). Таким образом, даже самые бедные хромом разновидности базальтов содержат этого компонента в 2,5 раза больше кларка. Это обстоятельство позволяет говорить о хромовой металлогенической специфике эффузивов суйсарского комплекса. Содержание меди, кобальта и серы в общем не превышает кларковых концентраций (рис.46).

Интрузивная фаза. При некоторых общих чертах сходства (практическое отсутствие сульфидной минерализации, наличие хрома, высокое содержание титана) габброиды и ультрабазиты комплекса характеризуются контрастным характером металлогенической специфики.

Содержание хрома в базитах значительно ниже по сравнению с перидотитами (среднее значение  $Cr_2O_3$  составляет 0,08%) и только в единичных случаях, касающихся эндоконтактных зон массивов габброидов, непосредственно примыкающих к телам перидотитов (район оз.Колозера, горы Бабьей, Роингоры), отмечаются аномально высокие концентрации  $Cr_2O_3$  (от 0,16 до 0,23–0,26%).

Никель в габброидах отсутствует совсем или его концентрации не превышают 0,02–0,04%. Кобальт присутствует постоянно и его среднее содержание равно 0,004%.

Общей закономерностью ультрабазитов комплекса является уменьшение концентрации хрома и никеля параллельно с уменьшением магнезиальности в эволюционном ряду: верлиты ( $NiO$  – 0,15%,  $Cr_2O_3$  – 0,56%), лерцолиты ( $NiO$  – 0,08%,  $Cr_2O_3$  – 0,47%), габбро-пегматиты ( $NiO$  – следы,  $Cr_2O_3$  – 0,11%) и дайки диабазов ( $NiO$  от следов до 0,02% при среднем значении, равном 0,008%,  $Cr_2O_3$  – 0,06%). Концентрации  $CoO$  практически одинаковы в верлитах и лерцолитах (среднее значение равно 0,004%), и только в габбро-пегматитах он отмечается в виде следов. В равной степени это относится и к содержанию  $CuO$ , среднее содержание которого и в тех и в других разновидностях не превышает 0,004% и несколько возрастает в аллометаморфических хлорито-тремолитовых породах (до 0,02%) по аповерлитовым серпентинитам.

Подобные закономерности распределения никеля и хрома общеизвестны как для отдельных интрузивных тел, так и серий пород, становление которых происходило при ведущей роли кристаллизационной дифференциации. Помимо этих общих закономерностей, известно также повышение железистости самих хромшпинелидов в более кислых разновидностях (Wilson, 1953).

Весьма существенной особенностью изученных групп ультрабазитов на общем фоне понижения валового никеля от верлитов к лерцолитам является резкое преобладание в тех и других силикатной фазы никеля над сульфидной. Концентрация сульфидной никелевой фазы, за редким исключением, не выходит за пределы 0,05% (рис.49).

Если рассматривать корреляционные связи в целом в породе как многокомпонентной системе, то никакой разницы между верлитами и лерцолитами не обнаруживается. Между тем результаты уравнений множественной регрессии обнаруживают существенную разницу в геохимических связях никеля (рис.51). Так, в верлитах наиболее высокие концентрации никеля связаны с наиболее высокохромистыми, кальциевыми и магнезиальными разновидностями, содержащими минимальные концентрации кремнекислоты и железа закисного и окисного. Выявлена также слабая связь никеля с серой. А в лерцолитах, наоборот, наиболее высокие концентрации никеля сосредоточены в породах с наиболее высокими концентрациями окисного железа.

Таким образом, если в начальные этапы кристаллизации никель накапливался преимущественно в силикатах, то в заключительные стадии наблюдается тенденция его концентрации в окислах. Например, содержание  $NiO$  в ортопироксенах составляет всего 0,02%. Подобная закономерность почти одинакового распределения никеля между окислами и силикатами присуща ультрабазитам с преобладающим развитием его силикатной фазы (Эдельштейн, 1960); известно также (Смирнова и др., 1968), что до 50% несulfидного никеля может входить в титаномагнетит с уменьшением количества оливина в породе и увеличением железистости. Обращает на себя внимание наличие положительных связей никеля с кальцием и щелочами. Некоторую информацию о возможной природе подобных зависимостей дают экспериментальные исследования (Овчинников, Масалович, 1966), установившие, что основными компонентами, вытесняющими никель из раствора, являются в первую очередь натрий, калий и затем кальций. Поэтому можно предполагать, что в процессе кристаллизации ультрабазитов при наличии

водной флюидной фазы и накоплении щелочей в остаточном расплаве характер распределения никеля контролируется не только простыми изоморфными связями типа никель-магний, никель-двухвалентное железо, а и закономерностями иного порядка.

То же касается и хрома. Если рассматривать геохимические связи в породе в целом при наличии влияния всех остальных компонентов (общая корреляция), то обнаруживается, что он ассоциирует с магнием и хромом. По данным же множественной регрессии отличительной чертой хрома является практическое отсутствие какого-либо влияния остальных компонентов на его концентрацию в породе и в то же самое время зависимость целого ряда из них от последнего. Петрографические наблюдения свидетельствуют о сближении времени кристаллизации оливина и хромита (оливин-хромшпинелидовая эвтектика или котектика) – наиболее раннее выделение основной массы магния и хрома из расплава в твердую фазу. Но в то же время отсутствие влияния остальных компонентов на концентрацию хрома в породе может свидетельствовать о наличии в общей системе – расплаве независимой или слабо зависимой подсистемы (хромиты), т.е. сосуществование в едином процессе эволюции двух независимых и направленных тенденций кристаллизации.

Приведенные данные свидетельствуют о различной геохимической роли никеля и хрома в процессе кристаллизации, несмотря на то что в многокомпонентной системе они являются ассоциирующими компонентами и подчиняются единой закономерности – накапливаются в наиболее магнезиальных продуктах кристаллизации.

Таким образом, кристаллизация ультрабазитов комплекса в гипабиссальных условиях при постоянстве парциального давления кислорода и дефиците серы привела к рассеиванию основной массы никеля в ранних силикатах и частично окислах железа и выделению основной части хрома в окисной форме также на ранних стадиях кристаллизации. Поэтому изученные массивы ультрабазитов малоперспективны в отношении богатых концентраций ортомагматического сульфидного никеля. Заслуживают внимания дальнейшие поиски наиболее глубоких и раздифференцированных интрузий, особенно в областях развития гранитоидов фундамента, которые могут быть концентраторами хромитовых руд.

Таким образом, подводя итоги по металлогенической специфике суйсарского комплекса, можно отметить следующее: 1) ведущей минерализацией является магнетитохромитовая, 2) распределение металлогенных компонентов подчиняется общеизвестным закономерностям повышения концентраций  $Ni$  и  $Cr$  с увеличением основности пород, 3) по характеру металлогенической специфики среди пород комплекса выделяются три группы: оливиновые базальты, толеитовые базальты и уралитовые габбро, пикритовые базальты и перидотиты.



## Глава IV

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ ПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

С каждым из тектоно-магматических циклов (этапов, по терминологии К.А.Шуркина и Ф.П.Митрофанова, 1968, 1969) докембрия Балтийского шита связаны свои специфические магматические комплексы и формационные типы. В общей схеме эволюции вещественного состава выражена как односторонняя направленность эволюции, так и цикличность. Последняя, по К.А.Шуркину и Ф.П.Митрофанову, в общем виде обусловлена повторяемой на каждом этапе сменой основного магматизма кислым и повторением ряда однотипных комплексов.

Обильное проявление в изученном районе магматических образований основного и ультраосновного составов двух тектоно-магматических циклов (нижний и средний протерозой) и их анализ на формационной основе позволяли подойти к решению вопроса о наиболее общих особенностях эволюции и геолого-геохимической цикличности базит-ультрабазитового магматизма и некоторых вытекающих отсюда соображений генетического и металлогенического характера.

При этом авторы исходили из органического сочетания направленности и цикличности в истории развития земной коры (Хаин, 1964) и ведущей роли базит-ультрабазитового вулканического и плутонического магматизма как индикатора глубинных процессов в датировке важнейших этапов истории развития карелид.

Анализ имеющегося фактического материала по изученному району и прилегающим территориям выявил закономерную взаимосвязь характера тектонических движений, времени проявления, пространственного распределения магматических масс и геохимической специфики вещественного состава основного-ультраосновного магматизма протерозоя. Главные черты этой связи целесообразно рассмотреть вначале на примере Ветреного пояса, а затем проверить полученные выводы на других районах Балтийского шита. В истории протерозойского магматизма Ветреного пояса устанавливаются как черты направленности развития, так и цикличности.

#### Направленность развития магматизма синклинория Ветренный пояс

Основные особенности этой тенденции можно суммировать следующим образом.

1. В эволюции карелид закономерно меняются характер тектонических движений и условия вулканизма, отражением чего является различное соотношение эффузивов и туфогенно-осадочных пород.

Ранние стадии геосинклинального развития района (лопий) характеризовались интенсивным прогибанием заложившегося синклинального трога, который заполнялся как продуктами вулканической деятельности (лавы, туфы), так и осадочными образованиями. Породы лопия слагают две синклинальные структуры (Коросозерско-Монастырскую и Пулозерско-Кожозерскую), в которых мощности осадков и вулканитов приблизительно одинаковы.

Поздние стадии собственно геосинклинального цикла (сумий) отличались преимущественно восходящими тектоническими движениями, что существенно повлияло на строение разреза тунгудской серии, где доля осадочных пород по сравнению с вулканическими очень мала. Распределение сумских вулканитов, очевидно, контролировалось положением магмоподводящих каналов, деятельность которых в западной части района была более интенсивной, чем в восточной.

С главной фазой карельской складчатости, проявившейся на границе нижнего и среднего протерозоя, закончился собственно геосинклинальный цикл развития района и

начался новый, эпигеосинклинальный цикл, который в целом характеризует стабилизацию тектонического режима. Значительная часть синклинали, за исключением северного крыла Пулозерско-Кожозерской синклинали, в течение среднего протерозоя представляла собой равнинную область, в отдельных частях которой шло формирование маломощных осадочных (преимущественно терригенных) толщ. Только в северной части Пулозерско-Кожозерской синклинали вдоль глубинного разлома на границе с Беломорским блоком в ятулии начинает закладываться приразломная грабен-синклинали. Здесь наряду с осадками лагунного характера (мелководные терригенно-карбонатные образования) формируются и мощные диабазовые толщи, связанные, по видимому, с вулканами центрального типа.

В начале суйсарского этапа нисходящие движения в приразломной синклинали усиливаются. Причем максимальные прогибания отмечаются в юго-восточной части района, на границе Балтийского щита и Русской платформы. Здесь происходит отложение довольно мощной толщи флишеподобных осадков с незначительной примесью вулканических пород.

Конец суйсария знаменуется активизацией зон глубинных разломов. По этим разломам выводились продукты селективного плавления мантии, которые сформировали обширное лавовое плато оливиновых базальтов в пределах грабен-синклинали. Вулканизм преимущественно трещинного типа.

Таким образом, интенсивность тектонических движений в синклинали уменьшается от лопия к суйсарии. Параллельно с этим происходит уменьшение доли осадочных пород и соответственно увеличение вулканитов в разрезах вулканогенно-осадочных серий.

2. Тектоно-магматические циклы в целом, равно как и составляющие их магматические комплексы, отличаются своей спецификой вещественного состава, включая и элементы-примеси. О весьма существенной разнице составов свидетельствуют средние содержания (табл.6), вариационные диаграммы и сравнительный анализ, проведенный с использованием отдельных приемов математической статистики.

Наряду с этим для выяснения наиболее общих особенностей вещественного состава продуктов магматизма нижнего и среднего протерозоя проводился также сравнительный анализ с использованием математических методов не только сближенных по составу, но и заведомо различных магматических образований. Так, в частности, порядок величин критерия Махаланобиса значительно меньше для сравниваемых между собой интрузивных тел суйсарских ультрабазитов ( $\alpha = 5,3-8,8$ ) по сравнению со значениями того же критерия при сопоставлении интрузивов суйсарских и лопских ( $\alpha = 11,0-88,5$ ). Выявленные закономерности позволили получить общее уравнение линейной дискриминантной функции для классификации этих групп ультрабазитов по 6 признакам, дающим максимальное различие по критерию  $\Delta$  (Слюсарев, 1967, 1968), которое совместно с критерием  $T^2$  и наряду с другими данными использовалось для разделения нерасчлененной группы массивов среди осадочно-вулканогенных толщ нижнего протерозоя. Интрузии гипербазитового комплекса характеризуются более высоким содержанием магния и закисного железа, для суйсарских ультрабазитов наиболее характерной чертой является более высокая концентрация Ti и Al и в меньшей степени Si,  $Fe^{+2}$ , Ca. Выявлена также весьма существенная разница в химизме между алогарцбургитовыми серпентинитами лопского и уралитовыми габбро-суйсарского комплексов ( $\alpha = 410,61$ ), габбро-амфиболитами лопия и уралитовыми габбро-суйсария ( $\alpha = 58,7$ ). Сближены составы диабазов сумского и оливиновых базальтов суйсарского комплексов ( $\alpha = 6,8$ ), а вот наиболее кислые разновидности ультрабазитов последнего (лерцолиты) резко отличаются ( $\alpha = 95,3$ ) от диабазов.

Совершенно иная картина получается при сравнении оливиновых базальтов и интрузивов суйсарского комплекса. Вулканиды отличаются от габброидов ( $\alpha = 35,9$ ) более высокими концентрациями Mg и  $Fe^{+2}$ , а от верлитов ( $\alpha = 40,3$ ) и лерцолитов ( $\alpha = 32,4$ ), наоборот, — более низкими концентрациями этих же компонентов и значительно большими значениями Si, Ti, Al, Ca и Na. От габброидов верлиты ( $\alpha = 52,4$ ) и лерцолиты ( $\alpha = 34,9$ ) отличаются большей магнезиальностью и железнистостью. Но в общем это довольно компактная по химизму группа пород.

На основе этих данных в совокупности со всей предыдущей информацией в изученном районе несомненно можно выделить в наиболее общем виде две группы вулканических и плутонических пород, соответствующих геосинклинальному и эпигеосинклинальному тектоно-магматическим циклам карелид.

3. Ведущей особенностью геохимической эволюции основного и ультраосновного магматизма является контрастный характер направленности развития вулканических и plutонических образований протерозоя. Вулканиды отличаются общей антидромной тенденцией, а интрузивные образования – гомодромной. Установлено, что во време-

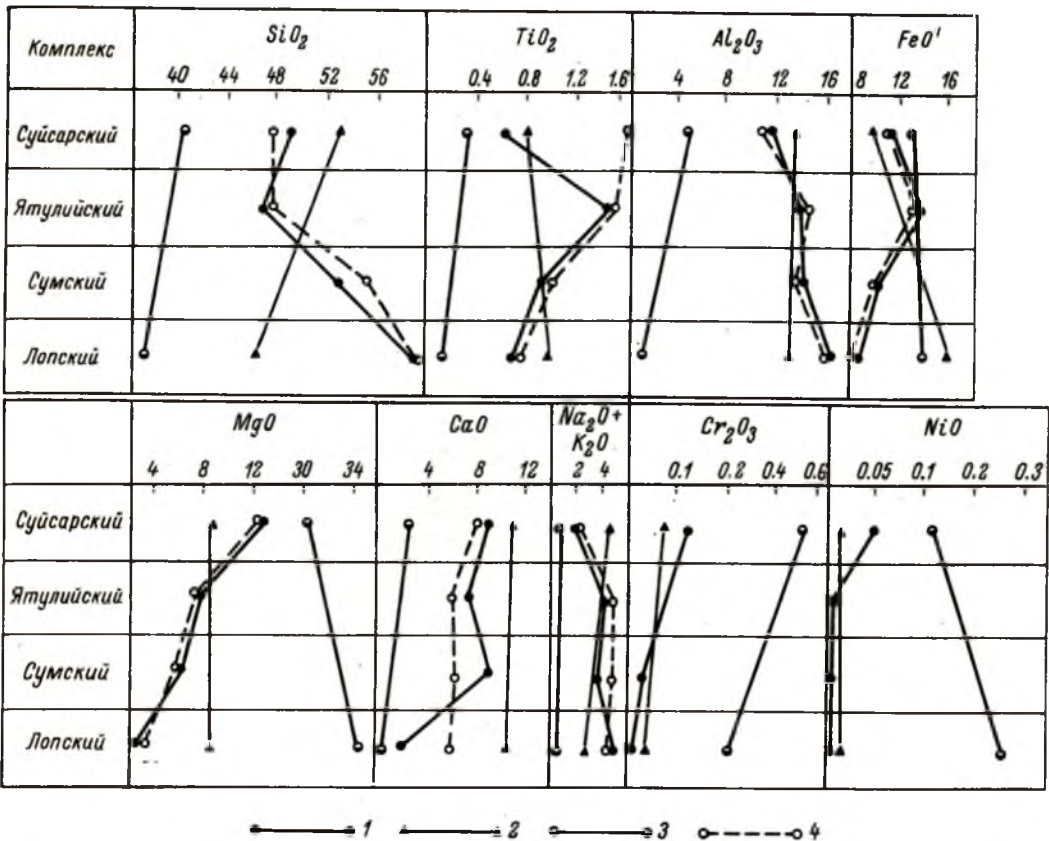


Рис.52. Поведение петрогенных элементов в процессе развития базит-ультрабазитового магматизма протерозоя юго-восточной части Балтийского щита.

Эффузивы (1), габброиды (2), ультрабазиты (3) синклиория Ветренный пояс и эффузивы (4) Онежской мульды.

ни происходит закономерная смена генетических типов эффузивов (преимущественно андезиты лопия → андезито-базальты сумия → толеитовые базальты ятулия → оливиновые толеиты суйсария). Для интрузивных образований наиболее характерным является смена лопских ультрабазитов чистой линии базальтоидными перидотитами суйсария.

Геохимические детали этих закономерностей более четко вырисовываются на рис.52.

Для эффузивов характерно закономерное увеличение концентрации  $FeO'$ ,  $MgO$ , а также  $Cr_2O_3$  и  $NiO$ , уменьшение  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и щелочей. Своеобразно поведение титана и железа. Абсолютные значения этих компонентов резко возрастают от лопия к ятулию, а затем снова уменьшаются в суйсарии.

Для ультрабазитов характерны обратные тенденции: четкое увеличение  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и щелочей, а также хрома и существенное уменьшение  $MgO$  и  $NiO$  при почти равных концентрациях  $FeO'$ .



Подобные закономерности присущи и габброидам: существенное увеличение  $SiO_2$  и наращивание концентраций  $Al_2O_3$ .

При общем уменьшении концентраций щелочей в базальтоидах и их увеличении в интрузивах во времени в обоих случаях сохраняется преобладание натрия над калием.

#### Некоторые элементы цикличности магматизма синклиория Ветреный пояс

В условиях докембрия, по крайней мере на данной стадии изученности, количественная оценка продуктов отдельных магматических этапов и установление на ее основе характера цикличности встречает значительные трудности. Поэтому наиболее приемлемым в настоящее время представляется изучение одной из сторон этой проблемы, а именно, геолого-геохимической цикличности. Цикличность проявляется в повторении ряда следующих однотипных явлений на фоне необратимого и направленного развития магматизма.

1. Закономерная ассоциация базальтов и ультрабазитов (лопий, суйсарий) в одной и той же последовательности (ультраосновные породы следуют за основными).

2. Антидромная направленность развития вулканизма как внутри геосинклинального (от лопия к сумию), так и эпигеосинклинального цикла (от ятулия к суйсарии).

3. Наиболее интенсивное проявление колчеданной минерализации в начальные этапы циклов (сульфиды железа-лопий, сульфиды меди-ятулий).

Таким образом, можно полагать, что существует цикличность магматизма различных порядков. Наиболее общие закономерности, или цикличность первого порядка, сводится к смене основного магматизма кислым. Цикличность второго порядка присуща базит-гипербазитовому магматизму и, очевидно, гранитоидному, к сожалению еще недостаточно изученному в настоящее время. Требуется также решения вопрос о характере взаимосвязи базит-ультрабазитового магматизма (глубинного) и гранитоидного (корового), поскольку эти явления, очевидно, разных порядков.

#### Главные особенности эволюции магматизма протерозоя юго-восточной части Балтийского щита

Установленные в районе Ветреного пояса закономерности геохимической эволюции магматизма и его цикличности имеют не только узколокальный, но и более широкий региональный характер. Об этом свидетельствует проведенное нами сопоставление эффузивных и интрузивных образований Ветреного пояса с магматитами других районов юго-востока Балтийского щита. При этом были использованы любезно предоставленные нам В.И.Робоненом и С.И.Рыбаковым, Ю.К.Калининым, А.И.Голубевым неопубликованные химические анализы базитов и ультрабазитов по ряду структурных зон карелид Карелии.

В юго-восточной части Балтийского щита основной и ультраосновной магматизм протерозоя наряду с синклиорием Ветреного пояса наиболее полно и широко представлен в Онежской мульде.

Поэтому выводы о закономерностях развития магматизма всего региона не будут достаточно убедительны без рассмотрения вулканизма и плутонизма Онежской мульды и прилегающих территорий.

Лопские эффузивы в пределах Онежской мульды изучены слабо. Они более широко развиты и детальнее изучены на прилегающих территориях, например в районе Хаутаваарской синклинали (Рыбаков, 1969). Там они образуют контрастно-дифференцированную (от дацитов до диабазов) серию, близкую лопскому андезит-диабазовому комплексу Ветреного пояса. Отдельные разновидности эффузивов по химическому составу (табл.10) довольно близки соответствующим породам Ветреного пояса, отличаясь лишь несколько большим содержанием  $SiO_2$ . Соотношение дацитов, андезитов и диабазов в разрезе Хаутаваарской синклинали приблизительно одинаково (устное сообщение С.И.Рыбакова), поэтому средневзвешенный состав лопского комплекса приблизительно соответствует андезиту.

Сумский диабазовый комплекс, развитый в северной части Онежской мульды, по К.О.Кратцу и О.А.Рийконен (Кратц, 1963), образован мощной толщей диабазов, в верхах которой отмечаются редкие маломощные горизонты кварцевых порфиров.

Более поздние исследования А.П.Светова и А.И.Голубева (1971) показали, что на территории Северного Прионежья выделяется до 37 лавовых потоков и покровов общей мощностью не менее 1250 м. Туфогенно-осадочные породы развиты очень ограничено. В ходе лавовых излияний отмечается периодичность, химизм порций магматического расплава изменялся гомодромно от базальтов до андезитов-базальтов и андезитов. Средний состав эффузивных продуктов приближается к андезито-базальту. В подошвенной части вулканической толщи встречены тела габбро-диабазов, которые, по-видимому, являются комагматами эффузивов.

Наиболее широкое развитие в Онежской мульде имеет ятулийский магматический комплекс, который, по данным В.А.Соколова и А.П.Светова (1968, 1971), сформирован в 3 фазы.

Эффузивы нижнеятулийской фазы распространены преимущественно в северной части мульды. Они слагают толщу мощностью до 54 м, состоящую из 1-4 покровов. Лавовые покровы в основании сложены мелкозернистыми диабазами, переходящими к центру тела в порфировидные диабазы. Верхняя часть тел образована миндалекаменными диабазами и автобрекчиями.

Значительно шире развиты вулканисты среднеятулийской фазы, которые образуют до 9 лавовых потоков общей мощностью около 270 м. Потоки в ряде случаев переслаиваются с маломощными прослоями пирокластических и вулканогенно-хемогенных пород.

Эффузивы верхнеятулийской фазы имеют широкое распространение в средней части мульды, где они слагают толщу мощностью до 250 м, состоящую из 8-14 покровов диабазов. Верхнеятулийская фаза характеризуется также интенсивным проявлением интрузивного магматизма (до 9 силлов габбро-диабазов общей мощностью около 600 м).

Магматические продукты ятулийского комплекса являются производными толентовой магмы, тем не менее в различных вулканических зонах имеют и некоторые свои специфические геохимические черты (Светов, 1968).

По сравнению с нижнепротерозойскими эффузивами ятулийские диабазы - более основные. К тому же они резко обогащены титаном (табл.10). Для ятулийского комплекса в целом характерна антидромная направленность эволюции составов, хотя в разрезе среднеятулийских лав нередко отмечаются своеобразные циклы, состоящие из нескольких покровов с гомодромной тенденцией эволюции (Светов, 1968).

По сравнению с ятулийскими диабазами Ветреного пояса онежские диабазы содержат больше  $\text{CaO}$  и щелочей. Для последних характерно также преобладание окисной формы железа над закисной. Повышенная щелочность ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.186$ ) ятулийских диабазов в какой-то мере сближает их с эффузивами трахибазальтовых формаций. Однако по содержанию других компонентов (в том числе и  $\text{K}_2\text{O}$ ) их можно сопоставлять только с траппами молодых платформ (Кутолин, 1969) или с породами известково-щелочных серий (Le Maitre, 1968).

Суйсарский магматический комплекс имеет весьма ограниченное развитие в Онежской мульде. Исследования последних лет дополнили и уточнили существовавшие ранее представления (Левинсон-Лессинг, 1888; Тимофеев, 1935; Гилярова, 1941) о его геологии и петрохимии. Установлено, что в течение суйсария была сформирована вулканогенная толща мощностью до 300 м, состоящая из 15-20 лавовых потоков, переслаивающихся с горизонтами туфогенных пород. Потоки сложены пикритовыми, авгитовыми и плагиоавгитовыми порфиритами<sup>1</sup> с преобладанием оливинсодержащих пород. Наиболее молодые вулканисты комплекса (авгитовые порфириты) развиты в районе Ангозера и Лыньгоры.

В районе Укшозера установлена цикличность лавовых излияний (5 циклов). В каждый цикл сформировалось от двух до четырех потоков. В начале цикла изливалась лава, обедненная оливином, а в конце - обогащенная им. Цикличность, по-видимому, отражает процессы гравитационной дифференциации магмы в близповерхностных очагах.

<sup>1</sup> Используется традиционная для этого комплекса терминология, однако в будущем, по-видимому, ее следует пересмотреть и упорядочить.

Таблица 10

Средние составы некоторых изверженных горных пород юго-восточной части Балтийского щита

Компоненты	1 (1)	2 (15)	3 (31)	4 (68)	5 (8)	6 (23)	7 (13)	8 (50)	9 (4)	10 (16)	11
SiO <sub>2</sub>	70.80	59.3	53.46	47.74	52.07	50.25	43.09	36.66	39.55	39.98	50.36
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.75	0.78	1.45	1.61	1.65	1.67	0.17	Сл.	0.70	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.30	16.17	13.94	14.38	13.12	13.22	9.15	2.54	0.86	4.75	13.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	1.68	2.27	9.38	2.38	2.13	2.03	5.18	3.46	5.27	1.70
FeO	1.40	5.76	7.41	4.85	7.85	8.69	10.02	5.49	4.07	7.24	6.14
MnO	0.01	0.13	0.23	0.19	0.14	0.17	0.17	0.16	0.04	0.19	0.16
MgO	0.75	3.85	6.53	7.70	8.04	8.01	16.57	39.05	37.94	27.72	14.59
CaO	1.96	6.12	11.88	5.99	7.03	9.95	9.39	1.05	0.61	5.29	9.55
Na <sub>2</sub> O	4.09	3.46	1.96	3.25	2.75	2.24	0.71	0.06	0.35	0.10	1.54
K <sub>2</sub> O	2.44	1.04	0.16	0.83	1.11	0.86	0.09	0.05	0.09	0.05	0.17
H <sub>2</sub> O	0.11	0.24	0.11	0.18	0.58	0.43	1.26	0.42	—	—	—
П. п. п.	1.34	1.81	1.23	3.83	3.26	2.89	4.95	8.48	11.66	8.46	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									0.46	0.30	0.076
NiO								0.22	0.26		0.047
Сумма	100.63	100.31	99.96	99.85	99.94	100.59	99.10	100.26	99.44	100.05	98.60

Примечание. 1 - дацитовый порфирит, 2 - андезитовый порфирит, 3 - диабаз (Хаутааварская синклиналь, лопий, устное сообщение С.И.Рыбакова); 4 - диабаз (Онежская мульда, ятулий, Светов, 1968б); 5 - плагиоавгитовый порфирит, 6 - пироксеновый порфирит, 7 - пикритовый порфирит (Онежская мульда, суйсарий, устное сообщение Ю.К.Калинина и В.С.Куликова); 8 - гипербазиты (Северная Карелия, нижний протерозой); 9 - гипербазиты (Юго-Восточная Финляндия, Нижний протерозой, Наараа, 1936), 10 - гипербазиты (р-н Кончозера, средний протерозой); 11 - средний состав дифференцированной интрузии Кивакка (Лавров, 1971). В скобках указано количество анализов, по которым рассчитывался средний состав.



Широкое развитие агломератов и туфов свидетельствует о наземном характере вулканизма в рассматриваемом районе.

Интрузивные аналоги вулканитов представлены пластовыми телами перидотитов, известных в районе Кончозера, Гомсельги и Мартнаволока, и дифференцированными телами пикритов – долеритов, обнажающихся в районе Кондопожской губы Онежского озера. Вмещающими породами интрузий являются верхнеятулийские диабазы и туфосланцы.

В целом химический состав эффузивов суйсарского комплекса Онежской мульды, благодаря присутствию в его разрезе пикритовых порфиритов – более основной по сравнению с ятулийским. Средневзвешенный состав суйсарских вулканитов приближается к оливиновому толенту. Сопоставление соответствующих разновидностей суйсарских эффузивов Онежской мульды и Ветреного пояса (табл.6, 10) показывает, что онежские порфириты резко обогащены титаном, щелочами, но обеднены магнием и кальцием. Эти факты отчетливо показывают провинциальную специфику каждого комплекса.

То же самое касается и интрузивных образований. Перидотиты суйсария Онежской мульды существенно отличаются от одновозрастных гипербазитов Ветреного пояса (табл.10). В частности, первые обогащены титаном, алюминием и кальцием, но обеднены кремнием, магнием и хромом.

В целом ультраосновной интрузивный магматизм Онежской мульды имеет гомодромную тенденцию эволюции, учитывая, что состав серпентинитов лопия (?), развитых в районе пос.Гирвас, приближается к гипербазитам чистой линии (устное сообщение М.М.Лаврова), а перидотиты суйсария обладают чертами базальтоидного типа.

Таким образом, сравнительный анализ магматизма двух главнейших структур юго-восточной части Балтийского щита (Онежская мульда, синклиний Ветренный пояс) показывает, что эффузивный и интрузивный магматизм носит односторонний направленный характер. Геохимическая эволюция вулканизма имеет ярко выраженный антидромный характер, а плутонизма – гомодромный (рис.53). В то же время каждая из структурных зон обладает локальной геохимической спецификой, обусловленной, очевидно, особенностями генерации магматических расплавов и их последующей дифференциацией.

Следует отметить также, что выявленные закономерности магматизма (по крайней мере для среднего протерозоя) не являются спецификой только для юго-восточной части карелид Карелии. Известна антидромная направленность развития ятулийского вулканизма центральной Карелии (Светов, 1968б), установлено общее увеличение основности вулканитов Печенгской мульды от первой до четвертой толщи и появление высокомагнезиальных эффузивов (пикритов) в последней (Загородный и др., 1964; Федотов, 1971) и антидромное развитие интрузивного магматизма (Горбунов, 1969) от габбро-диабазов и порфировидных габбро к перидотитам (верлитам) и габброидам. Общая антидромная направленность развития магматизма, верлитовый состав перидотитов, постоянное повышенное содержание титана в породах (Горбунов, 1969), в том числе и в ультраосновных – все это свидетельствует о сходстве основного-ультраосновного магматизма Печенгской мульды с суйсарским комплексом Онежской мульды и Ветреного пояса. На основе проведенных нами в последние годы исследований в Пана-Куоляярвинском синклинии (северная Карелия) также была установлена общая антидромная направленность развития среднепротерозойского базит-ультрабазитового эффузивного и интрузивного магматизма. Это выражено в появлении на заключительных этапах магмопроявления высокомагнезиальных базальтов (типа пикритов) и перидотитов (частью плагиоклазосодержащих). Следует отметить наличие среднепротерозойских (постятулийских) ультрабазитов в районе Выгозера (Пекуров, 1969).

Сравнительный анализ петрохимических особенностей ультрабазитов (табл.10, рис.53) из различных участков подтверждает наличие в зоне карелид двух групп ультрабазитов: чистой линии гипербазитового формационного типа (район Ветреного пояса, Онежская мульда (?), гнейсовая область Северо-Карельской структурной зоны, Юго-Восточная Финляндия) и базальтоидных (район Ветреного пояса, Онежская мульда и, видимо, Пана-Куоляярвинский синклиний). Некоторое различие в химизме ультрабазитов одного и того же формационного типа может быть обусловлено локальной геохимической спецификой отдельных структурно-фациальных зон.

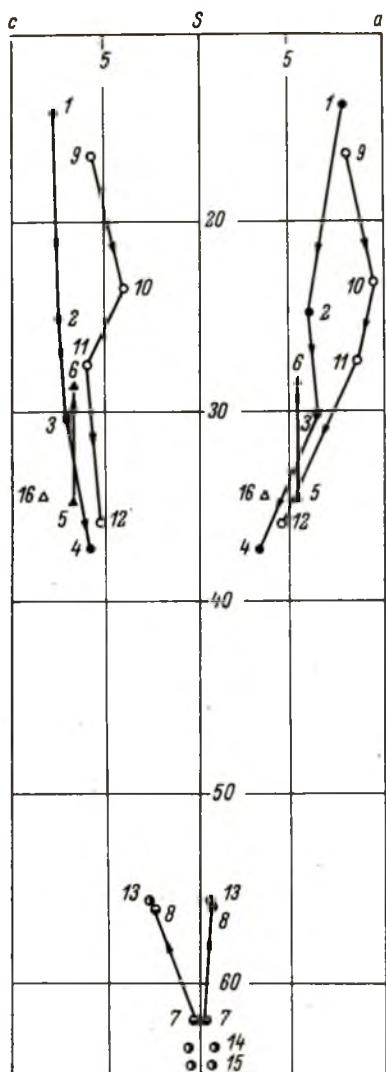


Рис.53. Главные особенности эволюции химизма основных и ультраосновных пород протерозоя юго-восточной части Балтийского щита (диаграмма А.Н.Заварицкого).

Синклиниорий Ветреный пояс: Эффузивные образования: 1 – лопий, 2 – сумий, 3 – ятулий, 4 – суйсарий; габброиды: 5 – лопий, 6 – суйсарий; ультрабазиты: 7 – лопий, 8 – суйсарий. Онежская мульда. Эффузивные образования: 9 – лопий (Хаутаваара, по С.И.Рыбакову), 10 – сумий (по А.И.Голубеву), 11 – ятулий (Светов, 1968а), 12 – суйсарий; 13 – ультрабазиты суйсария. Другие районы: 14 – ультрабазиты (Северная Карелия); 15 – ультрабазиты (Юго-Восточная Финляндия); 16 – интрузия Кивакка (Северная Карелия).

Стратифицированная интрузия Кивакка (Лавров, 1971), как представитель габбро-норитовой группы массивов позднего нижнего протерозоя, занимает обособленное положение. Поскольку протерозой карелид в целом присуща вполне определенная направленность и цикличность основного-ультраосновного магматизма, то в таком случае на фоне общего повышения основности вулканитов и уменьшения магнезиальности ультрабазитов и сближения их составов возможно появление ультраосновного или близкого к нему габбро-норитового магмопроявления, парагенетически (или генетически) связанного с толеитовым магматизмом сумия. Именно поэтому возникает дискуссионный вопрос: образуют ли самостоятельную формуацию дифференцированные интрузии древних щитов (Кузнецов, 1964), являющиеся производными толеитовых магм, или они генетически связаны с базальтоидным магматизмом сумия, а для части, возможно, ятулия или суйсария? Это касается большой группы интрузивных тел норитов и габбро-норитов простого или дифференцированного строения, широко развитых на территории Карелии и Финляндии, для которых не исключена генетическая связь с базальтоидным магматизмом сумия, а возможно ятулия или суйсария.

С заключительными этапами эпигеосинклинального цикла связано появление траппового магматизма (габбро-диабазы вепсия) и гранитов рапакиви (Келлер и др., 1968). Трапповый магматизм как бы опережает тектоническую перестройку земной коры и наступление нового (платформенного) тектоно-магматического цикла (рифей) в юго-восточной части Балтийского щита. Платформенный магматизм характеризуется проявлением в Приладожье щелочно-базальтовой формации (салминская свита).

#### Некоторые вопросы петрологии базитов-гипербазитов

В связи с изложенными выше особенностями эволюции и геохимической цикличности возникает ряд взаимосвязанных проблематичных вопросов генетического характера, формационного расчленения и металлогении. Если формирование структур раннего протерозоя происходило в наименее стабилизированных участках архейского кратона (Келлер и др., 1968) с уже сформировавшейся гранито-гнейсовой оболочкой земной коры (Шуркин, Митрофанов, 1968), то необратимая тенденция развития магматизма и выделяющаяся на ее фоне геохимическая

цикличность являются отражением единого периодически повторяющегося глубинного процесса в подкоревой области. Можно полагать, что первопричиной подобной цикличности могли быть периодически возникающие тепловые циклы (Виноградов, 1964), интенсивность которых уменьшается во времени, а отсюда закономерное уменьшение контрастности составов вулканитов и интрузивов, сформировавшихся в одну и ту же геологическую эпоху, по мере нарастания степени консолидации структурных зон в протерозое, появление вулкано-плутонических формационных типов, что, видимо, обусловлено уменьшением дифференциации выплавляющегося материала.

Наблюдаемые в региональном плане однотипные закономерности геохимической направленности и цикличности базит-ультрабазитового магматизма, учитывая вполне реальную возможность гетерогенности мантийного субстрата (Удинцев, Чернышов, 1965; Сарсадских, 1969; Hutchison et al 1970; Лутц, 1971), свидетельствуют о единой направленности и сходстве механизма, контролирующего магмопроявление. Механизм этот проблематичен. Одной из возможностей является миграция магматических очагов в области больших давлений (глубин), что вытекает из экспериментальных данных об увеличении основности базальтовых магм с глубиной (Kushiro, 1968, 1969; O'Hara, 1968). Подтверждением этому, судя по опытным данным (Mac Gregor, 1969), служит прогрессивное увеличение концентраций титана в базальтовых магмах с увеличением глубины их зарождения. Это, в частности, подтверждается геолого-геофизическими наблюдениями кайнозойских базальтоидов Японии (Kuno, 1959), где Куно была установлена географическая зависимость между толеитовыми (малотитанистыми) и известково-щелочными (высокотитанистыми) провинциями и мелко- и глубокофокусными землетрясениями соответственно.

Выявленные в последние годы многочисленные эмпирические данные также свидетельствуют о важной роли титана при расчленении базальтоидов (Штейнберг и др., 1964; Chayes, 1964; Chayes and Velde, 1965; Le Maitre, 1968; Кутюлин, 1969) и ультрабазитов (Штейнберг и др., 1964; Фоминых, Бушляков, 1969) на генетические и формационные типы.

Существенное влияние на состав базальтовых расплавов может оказать их генерация в водных условиях. Так, при частичном плавлении богатых оливином лерцолитов (Kushiro, 1969), принятых за состав мантийного субстрата, в безводных условиях недосыщенные кремнекислотой расплавы образуются при давлениях более 6-7 кбар, а в водных условиях насыщенные кремнекислотой жидкости могут формироваться при давлениях от 1 до 30 кбар.

Альтернативной возможностью является эволюция вещества верхней мантии в процессе неоднократного выплавления и отделения расплавов по механизму типа зонного плавления (Виноградов, 1959; Виноградов, Ярошевский, 1965), сопровождающегося дегазацией, особенно интенсивной в начальные стадии циклов.

Что же касается геолого-геохимической специфики в отдельных структурных зонах, то она может быть обусловлена гетерогенностью вещества верхней мантии или различной степенью его выплавления.

На основе имеющихся эмпирических данных, теоретических предпосылок и экспериментальных исследований развитие основного-ультраосновного магматизма представляется следующим образом. В начальные этапы геосинклинального цикла процесс дегазации и выплавления мантийного субстрата проявился наиболее интенсивно. Результатом этого является андезито-диабазовая серия с колчеданной минерализацией, сохранившаяся в современном эрозионном срезе только в синклинальных прогибах. Гарцбургиты лопского комплекса являются наиболее тугоплавким остатком после выплавления базальтовой части субстрата. Возникновение следующего этапа (сумий) знаменует собой появление более основных (менее пересыщенных кремнекислотой) базальтов. Появление сумских базальтов толеитового типа как бы опережает структурную перестройку последующего эпигеосинклинального цикла. В геотектоническом отношении формирование этого цикла происходит на общем фоне консолидации, блоковых движений и повышенной проницаемости для магматических масс и сопровождается появлением еще более основных ятулийских базальтов толеитового типа, после которых следуют оливиновые толеиты суйсария. Для этого цикла характерна внутренняя антидромная направленность развития, медноколчеданная минерализация в диабазах, наличие сульфидов железа в вулканитах суйсария и резкое обогащение хромом перидотитов последнего. В этом плане возникает вопрос о необходимости выделения в докембрии (по крайней мере для юго-восточной части Балтийского щита) единого



среднепротерозойского перидотит-габбро-толеитового формационного типа, проявившегося с различной степенью интенсивности и полноты в различных геоструктурных зонах. В этом случае должен измениться подход к формационному анализу и металлогении базит-ультрабазитового магматизма. Необходимо стремиться не столько к выделению разнообразных магматических комплексов, сколько к выяснению закономерностей эволюции магматизма в различных структурных зонах и типах структур (прогибы, поднятия), полноты их проявления, особенности геохимической специфики, связи с глубинным строением, закономерностей распределения серы между эффузивными и интрузивными представителями.

В металлогеническом отношении, если ориентироваться на сингенетические медно-никелевые руды и ортомагматическую серу в ультрабазитах и базитах, то наиболее интересными являются наиболее ранние интрузивные образования среднего протерозоя, развитые в районах со слабо проявленным интрузивным магматизмом (минимальное проявление процесса дегазации и выноса серы в начальные стадии магматизма, если для формирования медно-никелевых руд не требуются особые, богатые серой базальтоидные выплавки). В отношении хромитового оруденения представляют интерес наиболее магнезиальные и наиболее поздние продукты эволюционного ряда — перидотиты. Следует отметить, что с весьма сходными с перидотитами Ветреного пояса базальтоидными ультрабазитами Вишерско-Сарановского пояса западного склона Урала (Штейнберг и др., 1964; Стариков, 1969) связано хромитовое оруденение.

Наибольшими перспективами обнаружения новых месторождений и рудопоявлений титана обладает Онежская мульда. Геохимическая эволюция магматизма этой структуры идет в направлении увеличения титана от лопия к вепсию. Поэтому появление титаномagnetитовых месторождений, связанных с габбро-диабазами вепского комплекса, типа Пудожгоры представляется вполне закономерным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучение обильно проявленного в синклинии Ветреный пояс основного и ультраосновного магматизма протерозоя привело к выделению рядов магматических комплексов, соответствующих собственно геосинклинальному (нижний протерозой) и эпигеосинклинальному (средний протерозой) тектоно-магматическим циклам карелид. Базиты и гипербазиты разных циклов имеют существенные отличия как в форме проявления, так и в вещественном составе.

2. Своеобразие выделенных магматических комплексов подчеркивается и их металлогенической спецификой. Лопские геосинклинальные комплексы характеризуются колчеданной минерализацией в эффузивах, титаномагнетитовой – в габбро-амфиболитах и эпигенетической кобальт-никелевой в серпентинитах. Принципиально иная металлогеническая специфика эпигеосинклинального цикла: медно-колчеданная – в диабазах ятулия и магнетито-хромитовая – в породах суйсарского комплекса (с максимумом проявления в перидотитах). Ультрабазиты суйсария в отличие от серпентинитов лопия имеют более низкие концентрации никеля и резкое преобладание его силикатной формы над сульфидной.

3. Анализ стратиграфического положения выделенных магматических комплексов и их вещественного состава позволяет делать вывод о наличии направленности в развитии базит-ультрабазитового магматизма. Характерно, что основная тенденция развития вулканизма носит антидромный характер, а плутонизма – гомодромный.

На общем фоне направленного и необратимого развития магматитов отмечаются некоторые элементы цикличности, выражающиеся в повторении однотипных явлений в определенной последовательности в обоих рядах магматических комплексов.

4. Сопоставление синклиния Ветреный пояс с рядом других структур юго-восточной части Балтийского щита показало, что магматизм в последних имеет те же главные особенности, что и в первой. Это позволяет делать заключение о региональном значении выявленных закономерностей геохимической эволюции базитов-ультрабазитов. В то же время каждая структура обладает своими специфическими геохимическими чертами, присущими ей одной. Это выражается, например, в повышенной титанистости и щелочности Онежской мульды или в повышенной магнезиальности и хромитовности синклиния Ветреный пояс.

5. Установленная геохимическая эволюция магматизма в пределах тектономагматических циклов ставит вопрос о правомочности выделения самостоятельных комплексов (формаций) внутри этих циклов. Не правильнее ли, например, в пределах эпигеосинклинального цикла выделять единую перидотит-габбро-толеитовую формацию (ятулийский + суйсарский комплексы) с антидромным типом эволюции магматизма.

6. При общей направленности развития вулканизма и обогащения серой ранних вулканитов существенный интерес в отношении ортомагматической серы и сингенетической медно-никелевой минерализации представляют интрузивы, занимающие промежуточное положение между ятулием и суйсарием. То же самое относится к тем участкам, где в большей мере проявлен интрузивный базит-ультрабазитовый магматизм по сравнению с эффузивным.

7. Обычно бесперспективный на сингенетические медно-никелевые руды мировой тип альпинотипных ультрабазитов в условиях докембрия необходимо вовлекать в металлогенические исследования на эпигенетические медно-никелевые руды. Об этом свидетельствуют результаты исследования на Кольском полуострове и в Финляндии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Т. 1963. Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиз.
- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. 1966. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. – Тр. 1 конф. по околорудному метасоматизму. М., „Недра“.
- Базилевский А.Т. 1968. Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида. – Геол. рудн. месторожд., № 6.
- Белов Н.В. 1961. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М., Изд-во АН СССР.
- Белов Н.В. 1963. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. – В кн.: Химия земной коры. т.1. М., Изд-во АН СССР.
- Бетехтин А.Г. 1953. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. – В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т.1. М., Изд-во АН СССР.
- Бетехтин А.Г., Альбов Н.В. 1940. О самородном железе в перидотитах Калгачинского района (Восточное Прионежье). – Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Билибин Ю.А. 1961. Общие принципы регионального металлогенического анализа. М., Изд-во АН СССР. Избр. труды. Т.3.
- Богачев А.И., Куликов В.С., Пекуров А.В., Слюсарев В.Д. 1968. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреного пояса. – Тр. Ин-та геологии Карел. филиала АН СССР, вып.1.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Маренина Т.Ю., Ширай Е.П., Агеева С.Т., Штейнберг А.Д., Сагло В.В. 1968. Базальтоидные формации раннегеосинклинального этапа колчеданосных подвижных поясов. – В кн.: Петрология и металлогения базитов. Тезисы докл. к совещ. М.
- Боуэн Н.Л. 1934. Эволюция изверженных пород. Л.–М., ОНТИ.
- Бубнов С.Н. 1960. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ.
- Волотовская Н.А. 1960. Магматическая деятельность и метаморфизм. Протерозой. – В кн.: Геология СССР. Т. XXXУП, ч.1. М., Госгеолтехиздат.
- Виноградов А.П. 1959. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А.П. 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, № 7.
- Виноградов А.П. 1964. Газовый режим земли. – В кн.: Химия земной коры. Т.2. М., „Наука“.
- Виноградов А.П., Ярошевский А.А. 1965. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. – Геохимия, № 7.
- Волотовская Н.А. 1960. Комплексы ультраосновных и подчиненных им основных пород. – В кн.: Геология СССР. Т. XXXУП, ч.1. И., Госгеолтехиздат.
- Вистелиус А.Б. 1963. Проблемы математической геологии. – Геология и геофизика, № 7.
- Вярюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во иностр. лит.
- Гилярова М.А. 1941. Спилиты Кончезерского района КФ ССР. Л., Изд-во Ленингр. ун-та.
- Гилярова М.А. 1956. Стратиграфическое положение Суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып.9.
- Гилярова М.А. 1967. Принципы картирования разновозрастных супракrustальных комплексов докембрия на примере ряда районов Карело-Кольского района. – В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., „Наука“.
- Гилярова М.А. 1969. Стратиграфия и структура среднего докембрия восточной части Балтийского щита. Автореф. докт. дис. Л.
- Гилярова М.А., Нумерова В.Н. 1960. Магматическая деятельность и метаморфизм. Средний протерозой. – В кн.: Геология СССР. Т. XXXУП, ч.1. М., Госгеолтехиздат.



- Гинзбург И.И., Кац А.А., Корин И.З., Попков В.Ф., Савельев И.И., Трубина К.Н. 1946. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч.1. – Тр. Ин-та геол. наук, вып.80, № 1. Л., Изд-во АН СССР.
- Гоньшакова В.И. 1962. Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы. – В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т.1. М., Изд-во АН СССР.
- Горбунов Г.И. 1969. Петрохимические особенности ультраосновных и основных пород Печенги. – В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“.
- Грудинин М.И., Летников Ф.А. 1969. Геохимия никеля в ультраосновных породах в магматическую и постмагматическую стадии. – В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., „Наука“.
- Демина М.Е., Калинин О.М. 1967. О происхождении обломочных минеральных ассоциаций в сенон-сеноманских отложениях юго-западного Приуралья и Примуржья. – В кн.: Вопросы математической геологии, вып.1. Л., „Наука“.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. 1965. Породообразующие минералы. М., „Мир“.
- Довгаль В.Н., Кузнецов Ю.А., Поляков Г.В. 1964. О принципах выделения и расчленения природных ассоциаций изверженных горных пород. – Геология и геофизика, № 10.
- Дэли Р.А. 1936. Изверженные породы и глубины Земли. Л.-М., ОНТИ.
- Заварицкий А.Н. 1956. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. 1964. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., „Наука“.
- Иванова В.П. 1949. Хлориты. – Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып.120.
- Иванова В.П. 1960. Термограммы минералов. – Зап.Всес.мин. о-ва, вторая серия, ч.92, вып.1.
- Иванова В.П. 1966. О современном состоянии термографии и применение ее при петрографических исследованиях. – Минеральное сырье, вып.12.
- Йодер Г.С., Тилли Э.К. 1965. Происхождение базальтовых магм. М., „Мир“.
- Кайряк А.И., Перевозчикова В.А. 1963. Архей и протерозой юго-восточной окраины Балтийского щита. – В кн.: Геология СССР. Т.П, ч.1. М., Госгеолтехиздат.
- Кашкай М.А. 1947. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку. Изд-во АН СССР.
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Неелов А.Н. 1968. Палеотектоника докембрия СССР. (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов, проблема 4. Геология докембрия) Л., „Наука“.
- Козлов М.С. 1969. К вопросу о закономерностях химического состава и строения магматических расплавов. – В кн.: Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию. Л.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. 1967. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменноизмененных вулканогенных пород Казахстана). М., „Недра“.
- Коржинский А.Ф. 1958. Термооптические исследования водных магнезиальных силикатов Оспинского ультраосновного массива в Восточном Саяне. – Тр. Вост.-Сиб. ФАН СССР, сер. геол., вып.8.
- Крамер Г. 1948. Математические методы статистики. М., Изд-во иностр.лит.
- Кратц К.О. 1963. Геология карелид Карелии. Л., Изд-во АН СССР.
- Кратц К.О., Лазарев Ю.И. 1961. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. – В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, Мурман, кн. изд-во.
- Кратц К.О., Нумерова В.Н. 1957. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, вып.1. Л., Госгеолтехиздат.
- Кузнецов Ю.А. 1960. Магматические формации и их классификация. МГК; докл.сов. геологов, проблема 13 (Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы). М., Изд-во АН СССР.
- Кузнецов Ю.А. 1962. Условия образования главных типов магматических формаций. – Геология и геофизика, № 10.

- Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., „Недра“.
- Куллеруд Г., Йодер Г.С., 1965. Сульфидно-силикатные реакции и их влияние на рудообразование в магматических, постмагматических и метаморфических условиях. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т.2. (Тр. Конференции). Прага.
- Куликов В.С. 1969. Некоторые вопросы петрологии базальтов Ветреного пояса. Тез. докл. на межобл. конф. молодых ученых по теме „Геология и полезные ископаемые докембрия Карелии“, Петрозаводак.
- Куликов В.С., Калинин Ю.К. 1971. Экспериментальное воспроизведение некоторых структур базальтов Ветреного пояса. – В кн.: Минералогия и геохимия Карелии. Л., „Наука“.
- Кутюлин В.А. 1969. Статистическое изучение химизма базальтов. М., „Наука“.
- Лавров М.М. 1971. Олангская группа интрузий. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., „Наука“.
- Лебедев А.П. 1962. Трапповая формация низовьев бассейна р.Подкаменной Тунгуски. В кн.: Петрография Сибири. Т.1. М., Изд-во АН СССР.
- Лебедев А.П. 1964. Сопоставление траппового магматизма Сибири и некоторых других провинций мира. (МГК, ХХП сессия, докл. сов.геологов, проблема 7, Базальты плато). М., „Наука“.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. 1888. Олонешкая диабазовая формация. – Тр.СПб, об-ва естествоиспыт., т.XIX.
- Летников Ф.А. 1966. Некоторые вопросы термодинамики магматических процессов. – В кн.: Вулканизм и глубинное строение земли. Тр. 2-го Всес.вулканог. совещ. М.-Л., „Наука“.
- Лурье М.Л. 1955. О терминологии Сибирских траппов. – Материалы ВСЕГЕИ. Нов.сер., вып.7.
- Лурье М.Л., Обручев С.В. 1955. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. – Материалы ВСЕГЕИ. Нов.сер., вып.7.
- Лутц Б.Г. 1971. Эклогиты верхней мантии. – В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев. „Наукова думка“.
- Малахов И.А. 1966. Петрохимия ультрабазитов Урала. – Тр. Ин-та геологии. Урал ФАН СССР, вып.79.
- Малахов И.А. 1969. Средний состав ультраосновных пород Урала. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. 2-го Уральского петрографического совещания. Свердловск.
- Малахов И.А. 1970. Критерии хромитовосности ультраосновных массивов и вопросы метаморфизма ультрабазитов Урала. – В кн.: Ежегодник (основные результаты работ 1969 г.). Свердловск.
- Малеев Е.Ф. 1968. Место базанитов в постконсолидационном типе вулканизма. – В кн.: Петрология и металлогения базитов. Тезисы докладов к совещанию. М.
- Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. 1965. Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов. – Советская геология, № 3.
- Нарсеев В.А. 1966. Спонтанная полимеризация и ее роль в вулканическом процессе. – В кн.: Вулканизм и глубинное строение земли. Тр. 2-го Всес.вулканог. совещ. М.-Л., „Наука“.
- Новикова А.С., Чахмачев В.Г. 1968. О происхождении деформаций Ватулинской структуры (Центральная Карелия). – ДАН СССР, т.181, № 4.
- Овчинников Л.Н., Масалович А.М. 1966. Некоторые экспериментальные данные по фильтрации растворов при повышенных температурах и давлениях. – Материалы ко 2-й конф. по околорудному метасоматизму. Л.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. 1968. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., „Наука“.
- Пекуров А.В. 1969. Новые данные об ятулийских отложениях восточной Карелии. – ДАН АН СССР, т.188, № 1.
- Перевозчикова В.А. 1957. Геология протерозоя Карелии. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, вып.2. Л., Госгеолтехиздат.
- Перевозчикова В.А. 1960. Нижний и средний протерозой (участок Ветреного пояса). – В кн.: Геология СССР. Т.XXXUP, ч.1. М., Госгеолтехиздат.

- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.И. 1966. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., „Недра“.
- Полканов А.А. 1956. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. Стратиграфия, тектоника, кинематика, магматизм. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.6, М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Поротова Г.А. 1966. Результаты геофизических работ по структурно-тектонической зоне Ветреный пояс и направление дальнейших исследований. – В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии, Карельск. книжн. изд-во.
- Ритман А. 1964. Вулканыты и их деятельность. М., Изд-во иностр. лит.
- Рыбаков С.И. 1969. Генетические особенности сульфидного оруденения нижнепротерозойских толщ южной Карелии. Автореф. канд. дис. М.
- Рыбаков С.И. 1971. Пирротиновая минерализация серноколчеданных месторождений южной Карелии. – В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. – Тр. Ин-та геологии Карел. ФАН СССР, вып.7, Л., „Наука“.
- Саксела М. 1959. Происхождение руд Оутокумпу в свете тектоно-метаморфической мобилизации вещества. – В кн.: Новости зарубежной геологии, вып.11, Л., ОНТИ ВСЕГЕИ.
- Сарсадских Н.И. 1969. О минеральном парагенезисе включений ультраосновных пород в сибирских кимберлитах. – В кн.: Материалы 1У Всес. петрографич. совещ. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР.
- Светов А.П. 1968а. Ятулийский вулканический комплекс центральной Карелии и его металлогеническая специализация. – Автореф. канд. дис. М.
- Светов А.П. 1968 б. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса центральной Карелии. – В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Тр. Ин-та геол., вып.1. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во.
- Светов А.П., Голубев А.И. 1967. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса центральной Карелии. – ДАН СССР, т.171, № 1.
- Светов А.П., Голубев А.И. 1971. Взаимосвязь химизма и текстурно-структурных особенностей основных пород сумия северного Прионежья. Тез. докл. геол. меж-областной конференции по проблеме „Геология и полезные ископаемые Карелии“. Петрозаводск.
- Светов А.П., Соколов В.А., Галдобина Л.П. 1971. Фазы базальтового вулканизма среднего протерозоя центральной Карелии. Там же.
- Синицын А.В., Ермолаева Л.А. 1970. О перспективах золотоносности юго-восточной части Балтийского щита. – Разведка недр, № 5.
- Слюсарев В.Д. 1967. Классификация магматических образований синклинирной зоны Ветреного пояса. – ДАН СССР, т.177, № 5.
- Слюсарев В.Д. 1968. К вопросу о классификации магматических образований синклинирной зоны Ветреного пояса. – Тр. Ин-та геологии Карел. ФАН СССР, вып.1.
- Слюсарев В.Д. 1970. О роли математических методов при выделении магматических комплексов (на примере синклиниория Ветреный пояс). – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита, Л., „Наука“.
- Слюсарев В.Д. 1971 а. Геохимия гипербазитовых комплексов. Синклиниорий Ветреный пояс. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., „Наука“.
- Слюсарев В.Д. 1971 б. Геохимия габбро-перидотитовых комплексов. Синклиниорий Ветреный пояс. Там же.
- Смирнов В.И. 1962. Металлогения геосинклиналей. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.5. М., Изд-во АН СССР.
- Смирнов Ю.Д., Кухаренко А.А. 1960. О перидотитах бассейна р.Улс (с.Урал) и об отношении их к группе кимберлитов. – Уч.зап. Ленингр. ин-та, № 291. Геохимия, вып.11.
- Смирнова Н.П., Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. 1968. О формах нахождения никеля и кобальта в основных породах. – Геохимия, № 4.
- Соболев Н.Д. 1952. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат.



- Соболев С.Ф. 1969. Состав базит-гипербазитовой магмы зоны главного разлома Урала. - В кн.: Материалы IУ Всес.петрографич. совещ., Баку, Изд-во АН Азерб. ССР.
- Соколов В.А. 1970. Ятулий Карелии и смежных районов. Автореф. докт. дис. М.
- Старков Н.П. 1969. Ультраосновные породы Вишерско-Сарановского пояса. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. 2-го Уральск. петрографич. совещ. Свердловск.
- Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., „Недра“.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит.
- Тимофеев В.М. 1935. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер.1, вып.5.М., Изд-во АН СССР.
- Тиррель Г.В. 1932. Основы петрологии. М.-Л., Гостоптехиздат.
- Трофимов В.С. 1940. Углеродсодержащие перидотиты района с.Калгачихи Архангельской области. - Изв. АН СССР, сер.геол., вып.5.
- Удинцев Г.Б., Чернышев В.И. 1965. Образцы пород верхней мантии из рифтовой зоны Индийского океана. - ДАН СССР, т.165, № 5.
- Уокер Ф., Польдерварт А.И. 1950. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. - В кн.: Геология и петрология трапповых формаций. Под ред. А.П.Лебедева. М., Изд-во Иностран. лит.
- Устиев Е.К. 1959. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изд-во АН СССР, сер.геол., № 11.
- Федосеев А.Д., Григорьева Л.Ф., Макарова Т.А. 1966. Волокнистые силикаты. М.-Л., „Наука“.
- Федотов Ж.А. 1971. Петрологические и геохимические особенности метаэффузивов Печенги. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова, вып.2, Апатиты.
- Фоминих В.Г., Бушляков И.Н. 1969. Титан и его петрогенетическое значение. - В кн.: Материалы IУ Всес.петрографич. совещ. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР.
- Ханн В.Е. 1964. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. - В кн.: Строение и развитие земной коры (Матер.2 Всесоюзн. совещ. по проблемам тектоники в Москве). М., „Наука“.
- Цирульников М.Я., Сокол Р.С. 1968. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“.
- Цирульников М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С., 1968. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“.
- Челишев Н.Ф., 1970. Об эволюции формы оливина в процессе кристаллизации расплава оливинового габбро-норита в экспериментальных условиях. - В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М., „Наука“.
- Чернов В.М. 1970. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Автореф. докт. дис. Киев.
- Шейнмани Ю.М. 1955. Заметки о классификации структур материков. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Шейнмани Ю.М. 1956. Некоторые закономерности распределения вулканических явлений на платформах. - Тр. Всес. аэромагн. треста, вып.2.
- Шейнмани Ю.М. 1959. Платформы, складчатые пояса и развитие структур земли. - Тр. ВНИИ-1, вып.49. Магадан.
- Шипулин Ф.К. 1969. Физико-химический анализ процессов формирования интрузивных пород. - В кн.: Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию. Л.
- Штейнберг Д.С. 1964. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. - В кн.: Тр.1-го Уральск. петрографич.совещ., Свердловск.
- Штейнберг Д.С. 1968а. Базитовый магматизм геосинклинальных областей. - В кн.: Петрология и металлогения базитов. Тезисы докладов к совещанию. М.
- Штейнберг Д.С. 1968б. О специфике магматизма западного склона Урала. - В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск.

- Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Булыкин Л.Д., Чашухин И.С. 1969. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. – Тр. 2-го Уральск.петрографич. совещ. Свердловск.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г. 1964. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. – Зап.Всесоюз. минерал. о-ва, ч.83, вып.5.
- Штилле Г. 1957. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. – В кн.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит.
- Штилле Г. 1964. К вопросу о происхождении магм. (Избр.труды). М., „Мир“.
- Шуркин К.А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. 1968. Эволюция магматизма в раннем докембрии. МГК, XXIII сессия, докл. сов. геологов, проблема 4, М., „Наука“.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. 1969. Магматизм Балтийского щита и северной части Русской платформы. – В кн.: Материалы IV Всес.петрографич. совещ., Баку, Изд-во АН Азерб.ССР.
- Шербина В.В. 1953. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. – В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР.
- Эдельштейн И.И. 1960. К геохимии никеля. – Геохимия, № 7.
- Эскола П. 1967. Докембрий Финляндии. М., „Мир“.
- Ярошевский А.А. 1965. Некоторые геологические аспекты зонной плавки. – В кн.: Вопросы геохимии. М., „Наука“.
- Branco W., 1894. Schwabens 125 Vulkan embryonen und deren tuffenfullte. Aus bruchrohrern; das größte Maargebiet der Erde. Jahreshefte d. Vereins f. Väterl. Naturkunde in Württemberg.
- Chayes F. 1964. A petrographic distinction between Cenozoic Volcanics in and around the open oceans. Journ. Geophys. Res., v.69.
- Chayes F. and Velde D. 1965. On distinguishing basaltic lavas of circumoceanic and oceanic-island type by means of discriminant function. Amer. Journ. Sci., v.263.
- Cheney E.S., Lange J.M. 1967. Evidence for sulphurization and the origin of some Sudbury-type ores. Mineralium deposita, v.2.
- Geikie A. 1902. The geology of Eastern Fife. Mem. Geol. Surv.
- Gillery F.N. 1959. X-ray study of synthetic Mg-Al serpentine Amer. Miner., v.44, NN 1, 2.
- Haapala P. 1936. On serpentine rocks in northern Karelia. Bull. Comm. Geol. Finland, N 114, Helsinki.
- Häkli A. 1963. Distribution of nickel between the silicate and sulphide phases in some basic intrusion in Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, N 209, Helsinki.
- Häkli T.A. 1970. Factor analysis of the sulphide phase in mafic-ultramafic rock in Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, 42.
- Hamilton W., Mountjoy W. 1965. Alkali content of alpine ultramafic rocks. Geochim. et cosmochim. Acta, v.29, N 6.
- Hess H.H., Dengo G., Smith B.J. 1952. Antigorite from the vicinity of Garacas, Venezuela. Amer. Miner., v.37, N 1-2.
- Huhna A., Huhna M. 1970. Contribution to the geology and geochemistry of the Outokumpu region. Bull. Geol. Soc. Finland, 42.
- Hutchison R., Paul D.K., Harris P.J. 1970. Chemical composition of the upper mantle. Miner. Mag., v.37, N 290.
- Grip E. 1961. Geology of the nickel deposit at Lainijaur in Northern Sweden and a summary of other nickel deposits in Sweden. Sver. Geol. Undersökning, Ser. C 557, Årsbok 55, N 1, Stockholm.
- Jackson E.D. 1961. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex Montana. U.S. Geol. Survey prof. paper 358. Washington.

- Keith M.L. 1954. Phase equilibria in system  $\text{MgO-Cr}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  Amer. Ceramic. Soc., v.37, N 10.
- Krishnarao J.S.R. 1964. Native nickel-iron alloy, its mode of occurrence, distribution and origin. Econ. Geol., v.59, N 3.
- Kuno H. 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcanol., 2-nd ser., v.20.
- Kushiro J., Kuno H. 1963. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. Journ. Petrol., 4.
- Kushiro J. 1968. Composition of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. Journ. Geophys. Res., v.73, N 2.
- Kushiro J. 1969. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. Amer. Journ. Sci., v. 267-A.
- Macdonald J.A., T.Katsura. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. Journ. Petrol., 5.
- Mac Gregor J.D. 1969. The system  $\text{MgO-SiO}_2\text{-TiO}_2$  and its bearing on distribution of  $\text{TiO}_2$  in basalts. Amer. Journ. Sci., v.267-A.
- Marmo V. 1960. On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, 190.
- Mikkola A.K., Niini H. 1968. Structural position of orebearing areas in Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, N 40.
- Montoya J.W., Baur G.S. 1963. Nickeliferous serpentines, chlorites and related a mineral found in two lateritic ores. Amer. Miner., v.48, N 11-12.
- Le Maitre R.W. 1968. Chemical Variation within and between Volcanic Rock Series-A Statistical Approach. Journ. Petrol., v.9, N 2.
- Nagy B., Faust G. 1956. Serpentines: a natural mixture of chrysotile and antigorite. Amer. Miner., v.41, N 11-12.
- Naldrett A.J. 1969. Discussion of paper concerned with sulfide deposits. Econom. Geol., Monograph 4.
- Nickel E.H. 1958. Occurrence of native nickel-iron in the serpentine rock of the eastern townships of Quebec province. Canada Bull. Geol. Soc. Amer., v.69, N 12.
- Nockolds S.R. 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., v.65, N 10.
- O'Hara M.J. 1968. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural system on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth-Sci. Rev., v.4, N 2.
- Osborn E.F. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. Journ. Sci., v.257, N 9.
- Osborn E.F. 1962. Reaction series subalkaline igneous rocks on different oxygen pressure condition. Amer. Miner., v.47, NN 3,4.
- Peltola E. 1968. On some geochemical features in the black shists of the Outokumpu, Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, 40.
- Roy D.M., Roy R. 1954. An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentines and related layer silicate minerals. Amer. Miner., v.39, N 11-12.
- Veltheim V. 1963. On geology of the chromite deposit at Kemi, north Finland. Bull. Comm. Geol., 194.
- Wilkinson J.F.G. 1953. Some Aspects of the Alpine-Type Serpentinites of Queensland. Geol. Mag., v.XC, N 5.
- Wilson H.D.B. 1953. Geology and geochemistry of base metal deposits. Econ. Geol., v.48, N 5.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Глава I. Основные черты стратиграфии и тектоники протерозоя синклинория Ветреный пояс . . . . .	5
Стратиграфия . . . . .	5
Тектоника . . . . .	9
Глава II. Магматические комплексы основных и ультраосновных пород протерозоя синклинория Ветреный пояс . . . . .	14
Общие положения . . . . .	14
Формационное расчленение . . . . .	14
Комплексы геосинклинального цикла (нижний протерозой) . . . . .	16
Комплексы эпигеосинклинального цикла (средний протерозой) . . . . .	22
Глава III. Петрохимия, геохимия и металлогеническая специфика магматических комплексов . . . . .	62
Петрохимия и геохимия . . . . .	62
Металлогеническая специфика . . . . .	77
Глава IV. Основные черты эволюции и геохимическая цикличность протерозойского магматизма Юго-Востока Балтийского щита . . . . .	87
Направленность развития магматизма синклинория Ветреный пояс . . . . .	87
Некоторые элементы цикличности магматизма синклинория Ветреный пояс . . . . .	90
Главные особенности эволюции магматизма протерозоя юго-восточной части Балтийского щита . . . . .	90
Некоторые вопросы петрологии базитов-гипробазитов . . . . .	94
Заключение . . . . .	97
Литература . . . . .	98